Die Erde

nach ihrer

Zusammensetzung, ihrem Bau und ihrer Bildung.

Die Erde

nach ihrer

Zusammensetzung, ihrem Bau und ihrer Bildung.

Ein kurzer Leitfaden der Geologie

von

Dr. Ferdinand von Hochstetter

k. k. Hofrath, ord. Professor der Mineralogie und Geologie an der technischen Hochschule in Wien.

Mit 124 in den Text gedruckten Holzschnitten und einer geologischen Uebersichtskarte
von Oesterreich-Ungarn in Farbendruck.

Prag 1875.

Verlag von F. Tempsky.

Druck von Heinr. Mercy in Prag.

Vorwort.

Ein oftmals ausgesprochener Wunsch meiner Schüler hat mich veranlaßt, den Herrn Verleger der **„Allgemeinen Erdkunde“** von Dr. J. Hann, Dr. F. v. Hochstetter und Dr. A. Pokorny, welche soeben in zweiter Auflage erschienen ist, dazu zu bestimmen, den von mir bearbeiteten zweiten Theil dieses Werkes, der einen kurzen Abriß der Geologie gibt, separat erscheinen zu lassen.

Möge dieser Theil eine ebenso freundliche Aufnahme finden, wie das Ganze.

Wien, im Febr. 1875.

Ferdinand von Hochstetter.

Inhalt.

Erster Abschnitt.

Die Oberflächenverhältnisse der Erde (Physiographie).

Zweiter Abschnitt.

Die Gesteine und ihre Lagerung (Petrographie und Geotektonik).

Dritter Abschnitt.

Die an der Oberfläche verändernd wirkenden Kräfte (dynamische Geologie), und die Bildung der Gesteine (Petrogenie).

1. Der Vulkanismus der Erde.

Vierter Abschnitt.

Die Entwicklungsgeschichte der Erde (historische Geologie und Stratigraphie).

Erster Abschnitt.

Die Oberflächenverhältnisse der Erde (Physiographie).

Die Oberfläche der Erde ist sehr mannigfaltig gegliedert, in horizontaler Richtung durch die Vertheilung und das Verhältniß von Wasser und Land, in verticaler Richtung durch die Unebenheiten des Meeresbodens und die verschiedene Tiefe der Meere, sowie durch die verschiedene Höhe und die Reliefverhältnisse der Continente. In beiden Richtungen ist der gegenwärtige Zustand der Dinge keineswegs ein von allem Anfang an bestehendes, sondern etwas allmählig gewordenes, das Product successiver und sehr mannigfaltiger Wandlungen, die Wirkung der verschiedenartigsten geologischen Agentien. Da ferner diese Agentien heute noch fortwirken, so ist der gegenwärtige Zustand ebenso wenig ein bleibender, wie alle früheren, vielmehr erscheint derselbe in einer fortwährenden, wenn auch langsamen Umwandlung begriffen. „Unsere vertrauenswerthesten Landkarten gewähren also nur Gemälde von vergänglicher Wahrheit."

Das Verhältniß und die Vertheilung von Wasser und Land. Die Gesammtoberfläche der Erde hat man zu 9,261,000 Quadrat-Meilen berechnet*), davon sind 2,463,000 Quadrat-Meilen Land und 6,798,000 Quadrat-Meilen Wasser. Wenn man also die Oberfläche der Erde = 1 setzt, so deckt das Meer $0._{734}$, das Land $0._{266}$ Theile dieser Oberfläche, oder das Verhältniß vom Land zum Wasser ist wie $1 : 2._{75}$.

Die Vertheilung von Wasser und Land ist eine sehr ungleichmäßige. Die Hauptlandmassen liegen auf der nördlichen Hemisphäre, die ausgedehntesten Meeresflächen auf der südlichen. Auf der nördlichen Hemisphäre beträgt das Land $0._{40}$ der Oberfläche, auf der südlichen nur $0._{13}$. Die letztere hat also kaum $1/3$ so viel Land, wie die erstere, und ihre Wasserfläche verhält sich zu der der ersteren, wie 10 : 7. Wollten wir indeß die Erde in zwei Hemisphären theilen, von welchen die eine das meiste Land, die andere das meiste Wasser enthält, so müßten wir sie nach einer Ebene nicht senkrecht auf die Rotationsaxe, sondern senk-

*) Nach H. Wagner (in E. Behm's geogr. Jahrbuch, III. Band) genauer 9,261,238 geogr. Quadrat-Meilen oder 509,950,714 Quadrat-Kilometer.

recht auf einen Durchmesser durchschneiden, der durch die Südwestecke von England geht. Im Großen und Ganzen steht daher eine nordöstliche Landhalbkugel einer südwestlichen Wasserhalbkugel gegenüber; in den Mittelpunkt der ersteren fällt ungefähr London, in die Mitte der letzteren die Antipoden-Insel bei Neu-Seeland.

In Bezug auf die verschiedenen klimatischen Zonen ergibt sich, daß die beiden heißen Zonen etwa gleichviel Land haben, die nördliche heiße Zone $0._{26}$, die südliche $0._{24}$. In der nördlichen gemäßigten Zone sind $0._{53}$, in der südlichen $0._{07}$ Land; in der nördlichen gemäßigten Zone, welche etwa die Hälfte des ganzen Festlandes umfaßt, liegt also 7 ½ mal mehr Land als auf der südlichen. In die kalten Zonen fällt etwa $^1/_{10}$ des ganzen Festlandes.

Das Festland. Man unterscheidet herkömmlicher Weise 5 Continente:

		Oberfläche		nach Dr. Behm.	Verhältniß des Flächeninhaltes zur Küstenentwicklung,
Europa mit		182,200 Q.-M.	—	178,150 Q.-M.	37 : 1
Asien „		794,000 Q.-M.	—	814,995 Q.-M.	105 : 1
Afrika „		552,000 Q.-M.	—	543,570 Q.-M.	152 : 1
Amerika als Doppel-Cont.	N.-Am.	451,200 Q.-M.	—	743,819 Q.-M.	56 : 1
	S.-Am.	322,200 Q.-M.	—		94 : 1
Australien		161,400 Q.-M.	—	161,180 Q.-M.	73 : 1
Zusammen		2,463,000 Q.-M.	—	2,441,714 Q.-M.	

Zu diesen 5 Continenten kommen als zwei weitere Gruppen noch die wenig bekannten Polar-Länder.

Die Landmassen lassen sich jedoch auch als zwei größere Festlandsmassen, eine östliche, die Europa, Afrika, Asien und Australien (Australasien) begreift, und eine westliche mit Nord- und Südamerika auffassen, oder als drei Paare von Continenten: Asien-Australien, Europa-Afrika, Nordamerika-Südamerika.

Das Meer. Ebenso wie man gewöhnlich 5 Continente unterscheidet, so auch 5 große Oceane:

der Pacifische Ocean (Südsee, Stiller oder Großer Ocean)	3,300,000 Q.-M.
der Atlantische Ocean	1,635,000 Q.-M.
der Indische Ocean	1,313,000 Q.-M.
das südliche (antarktische) Eismeer	350,000 Q.-M.
das nördliche (arktische) Eismeer	200,000 Q.-M.
Zusammen	6,798,000 Q.-M.

Man hat sich vielfach bemüht, in der Lagerung und Gruppirung der Landmassen und der Meeresbecken eine gewisse Gesetzmäßigkeit aufzufinden. Ein Gesetz — wenn man es so nennen darf — ist sehr in die Augen fallend: die Convergenz der Landmassen gegen Norden, ihre Divergenz gegen Süden. Die Continente gehen nach Norden in die Breite und spitzen sich gegen Süden zu

(pyramidaler Bau des Südens bei Humboldt). Dieß gilt ebensowohl von den drei nördlichen wie von den drei südlichen Continenten im Einzelnen, wie von den drei Continentpaaren. Die drei nördlichen Continente liegen nahe an einander und ihre größten Massen noch innerhalb der gemäßigten Zone. Die drei südlichen Continente liegen von einander getrennt durch weite Meeresräume und hauptsächlich innerhalb der tropischen Breiten.

Zwischen den nördlichen und südlichen Continenten ist eine transversale Bruchzone erkennbar. Innerhalb dieser Bruchzone liegen die Archipele der ost- und westindischen Inseln, die Halbinseln des südlichen Asiens und Europas, das mittelländische und das caraibische Meer.

Die größte Ausdehnung der östlichen Festlandsmasse von Westen nach Osten beträgt 2300 M., nahezu dreimal die Breite der westlichen. Diese Ungleichheit der beiden Continentalmassen hat ihre Parallele in der Ungleichheit des pacifischen und des atlantischen Oceans, so daß eine breite und eine schmale Continentalmasse und ein breites und ein schmales oceanisches Becken neben einander liegen. Die nördlichen Continente sind stärker gegliedert, sie haben viele gemeinsame Thier- und Pflanzen-Formen, und auf ihnen bewegt sich die Weltgeschichte. Die Südcontinente werden auf der östlichen und westlichen Seite von ihren Hauptgebirgen eingefaßt und haben große Depressionen in der Mitte; sie repräsentiren in gewisser Beziehung frühere Zustände der Erde, auf ihren Südspitzen leben die letzten Reste der ältesten Menschenrassen, die Pescherähs auf der Südspitze Amerikas, die Hottentotten auf der Südspitze Afrikas, die Australneger und Tasmanier auf der Südspitze Austral-Asiens; die Thier- und Pflanzenformen dieser Gebiete sind vom Typus vergangener Perioden. Die *continentalen Inseln*, wie Ceylon, Borneo, Madagascar, Tasmanien und Neuseeland, sind als losgerissene Theile der Continente oder als Reste untergegangener Continente zu betrachten. Ihnen stehen gegenüber die *pelagischen* oder *oceanischen* Inseln; die *hohen* unter diesen sind vulcanischen Ursprunges, die *niederen* sind Korallenbauten.

Die mittlere Höhe der Continente hatte *Laplace* früher zu 1000 Meter oder 3078 P. F. angenommen. Alexander v. *Humboldt* fand jedoch nur 157.₈ Toisen oder 947 P. F., und zwar

	für Europa	105	Toisen	oder 630	P. F.
Amerika	für Südam.	177	„	„ 1062	„
	für Nordam.	117	„	„ 702	„
	für Asien	180	„	„ 1080	„

Weder für Afrika noch für Australien hatte Humboldt eine Zahl berechnet, weil das Innere dieser Continente noch zu unbekannt ist. Mit einiger Wahrscheinlichkeit darf man aber wohl Afrika die gleiche mittlere Höhe wie Asien, Australien dieselbe wie Europa zuschreiben und bekommt dann als die mittlere Höhe sämmtlicher Festlande 1062 Par. Fuß oder 345 Meter. Demnach wäre die Dicke der über den Meeresspiegel aufragenden Theile der Continente äußerst unbedeutend; bei einer Kugel von 2 Fuß Durchmesser würde sie nur die Dicke einer gewöhnlichen Firniß-Schichte haben.

Mittlere Tiefe des Meeres. Tiefenmessungen mittelst Senkblei und Bathometer haben ergeben, daß das Meer an verschiedenen Stellen eine sehr verschiedene Tiefe hat. James Roß fand auf seiner 1839—1843 ausgeführten Reise nach der Südsee zwischen Brasilien und St. Helena mit 4600 Faden (zu 6 engl. Fuß) keinen Grund. Denham will 1852 zwischen Südamerika und Tristan da Cunha erst mit 7706 Faden (46,236 engl. F.) Grund gefunden haben; Lieut. Parkes sah im südindischen Ocean sogar eine Leine von 50,000 Fuß sich abwickeln. Die österreichische Fregatte Novara hat zwischen dem Cap der guten Hoffnung und St. Paul im indischen Ocean eine Tiefseemessung ausgeführt, bei der 6000 Faden (36,000 Fuß) Leine abliefen, ohne daß man Grund spürte.

Alle diese Resultate sind aber zum wenigsten unzuverlässig, da man nie weiß, welchen Einfluß bei der Abwickelung der Leine Meeresströmungen und andere Umstände nehmen. Um vollkommen überzeugt zu sein, daß das Senkloth den Boden des Meeres erreicht hat, muß es gelungen sein, Meeresgrundproben damit heraufzubringen.

Das bestuntersuchte Meeresbecken, in Folge der Kabellegung, ist das nordatlantische. Dieses hat eine mittlere Tiefe von 2075 Faden (12,450 engl. Fuß), ist also 12 mal tiefer als die Continente hoch sind. In diesem Ocean zieht sich unter 50° Breite zwischen dem Cap. Race an der Südostecke von Neufundland bis Irland das sogenannte Telegraphenplateau hin mit einer Tiefe von 10,000 bis 15,000 Fuß; die größte Tiefe von 24,000 Fuß erreicht dieser Ocean nordöstlich von den Bermudas in 36° NB. Bei der schwedischen Expedition im Jahre 1868 wurde westlich von Spitzbergen im Eismeere zwischen 76° und 79° NB. eine Tiefe von 2650 Faden oder 15,900 Fuß gemessen, und 1861 hatte schon Torell in 76° 17′ N. und 13° 53′ O. v. Gr. 1400 Faden gemessen, und aus dieser Tiefe lebende Thiere an die Oberfläche gebracht.

Auf indirecte Weise läßt sich die mittlere Tiefe der Meere auch aus der Geschwindigkeit berechnen, mit welcher sich Erdbebenwellen fortpflanzen. Wir haben auf diese Weise aus der Geschwindigkeit, mit welcher sich die durch das große Erdbeben in Peru am 13. Aug. 1868 erzeugten Wellen von Arica an der Küste von Peru durch das ganze ungeheuere Becken des pacifischen Oceans fortpflanzten, die mittlere Tiefe dieses Oceans beispielsweise zwischen Arica und Australien zu 1500 Faden, zwischen Arica und den Sandwich-Inseln zu 2650 Faden bestimmt.

Im Allgemeinen darf man daher wohl annehmen, daß die mittlere Tiefe der Weltmeere nicht mehr als 1600—1700 Faden (in runder Zahl 10,000 Fuß oder 3200 Meter) betrage, also ungefähr 10mal größer ist als die mittlere Höhe der Continente. Wenn daher alle Unebenheiten der Festländer bis zum Wasserspiegel abgeführt und in die Weltmeere geworfen würden, so würden diese letzteren einen kaum merklichen Verlust an Tiefe erleiden. Das nordatlantische Becken, dessen Flächeninhalt nahezu den vierten Theil der Oberfläche sämmtlicher Continente beträgt, vermöchte allein in seiner Höhlung das dreifache der ganzen über das Meeresniveau aufragenden Ländermasse der Erde aufzunehmen, oder diese ganze Masse in

jenes Becken gestürzt, würde dessen mittlere Tiefe nur von 2075 auf 1409 Faden verkürzen.

Gestalt des Meeresgrundes. Die Sohle des Oceans ist vor allen jenen Agentien geschützt, die an der trockenen Oberfläche eine der Hauptursachen der Unebenheit sind. Die Weltmeere haben daher auf ihrem Boden keine Gebirge und Thäler, wie die Continente, und es wäre eine falsche Vorstellung anzunehmen, daß die Gebirgsketten der Continente unter dem Wasser der Oceane fortstreichen und gelegentlich durch Inselketten, Klippen und Untiefen die Richtung ihrer Kämme errathen lassen. Nur in der Nähe von Festlandsküsten finden sich noch ähnliche Reliefformen auf dem Meeresboden, wie auf dem Lande selbst, und namentlich an steil abfallenden Küstenstrecken, die im Sinken begriffen sind, oder gesunken sind; im Uebrigen zeigt die Sohle des tiefen Meeres wohl Unebenheiten, so daß man von submarinen Hochebenen und Tiefebenen sprechen kann, diese Niveauunterschiede sind jedoch durch sehr sanft geböschte Abhänge mit einander verbunden. Eine Ausnahme machen nur die vulkanischen Inseln und die Korallen-Inseln, die sich oft plötzlich aus großen Meerestiefen erheben. Die Festländer aber steigen stufenförmig oder mit sanfter Neigung allmälig aus der Tiefe des Oceans auf und ragen als gewaltige Hochebenen hervor, deren Unebenheiten an der Oberfläche, wenn man die Körpermassen vergleicht, geringfügig sind gegenüber dem ungeheueren Sockel, auf dem sie sich aus den Tiefen der Meere aufbauen. Alex. v. Humboldt hat gezeigt, daß, wenn die Masse der Pyrenäen gleichmäßig über die Fläche von Europa vertheilt würde, die mittlere Erhebung unseres Welttheiles nur um 6 Fuß steigen würde, und daß die Alpen in gleicher Art ausgeebnet den Boden von Europa nur um 20 Fuß erhöhen würden.

Verticale Gliederung der Landmassen (Orographie). Die Oberfläche des Meeres stellt eine Kugeloberfläche dar ohne senkrechte Gliederung, sie erscheint dem Auge als eine ebene Fläche. Auf dem Festlande dagegen hat man zu unterscheiden, nach der absoluten Höhe über dem Meeresspiegel: Tiefländer und Hochländer; nach der Gestaltung der Oberflächen: Ebenen, Berge und Gebirge.

Die Tiefländer oder Niederungen schließen sich in der Regel an das Meer an, sie erheben sich aber landeinwärts in Form von schiefen Ebenen oder stufenförmig in Terrassen mehr und mehr oft bis zu ansehnlicher Meereshöhe. Wir nehmen als Grenze zwischen Tiefland und Hochland die mittlere Höhe der Continente, in runder Zahl 1000 Fuß an; was darüber, ist Hochland, was darunter, Tiefland. Die Tiefländer sind nicht absolute Ebenen, sondern vielfach erheben sich auf ihnen Hügel, niedere Landrücken oder einzelne Berge. Nach dem besonderen physiognomischen Charakter, welchen die großen Tieflandsstrecken in den verschiedenen Continenten haben, bedingt in der Regel durch eine gleichmäßige und einförmige Pflanzendecke, werden dieselben verschieden benannt: im nordwestlichen Mittel-Europa „Haiden“, in Ungarn „Pußten“, im südlichen Rußland und in Westasien

„Steppen", an den Nordküsten von Rußland und Sibirien, wo die sumpfigen Strecken den größten Theil des Jahres gefroren sind, „Tundren", in Afrika „Wüsten", in Nordamerika „Savannen" oder „Prärien", in Südamerika „Pampas" und „Llanos." — Geologisch werden sie häufig als Becken bezeichnet. Von den meisten dieser Niederungen läßt sich nachweisen, daß sie noch in der jüngsten geologischen Periode vom Meere überfluthet waren; die meisten sind von den jüngsten Formationen gebildet und bestehen aus Sand oder Gerölle, Thon und Lehm. Sie sind häufig mit Salzkrusten und Salzefflorescenzen überzogen, oder sind auf weite Strecken sumpfig und morastig, mit Torfmooren bedeckt. Das Paris-Londoner Becken, die germanisch-sarmatische Tiefebene, das Wiener Becken und die ungarischen Tiefebenen geben Beispiele für diese Verhältnisse.

Nur sehr beschränkte Flächen im Innern der Continente liegen tiefer als der Meeresspiegel, man bezeichnet sie als Depressionen der Erdrinde oder Erdsenken. Es ist begreiflich, daß diese Vertiefungen von Wasserbecken erfüllt sind. Die pontisch-caspische Einsenkung mit dem caspischen Meere und dem Aral-See bildet eine solche Depression, in welcher der Spiegel des caspischen Meeres 25 Meter unter dem Meeresniveau liegt. Eine noch tiefere Erdsenkung, die durch eine gewaltige Dislocation und den Einbruch ganzer Gebirgstheile gebildet wurde, ist das Jordanthal vom See Tiberias bis zum Todten Meere; ersterer liegt 202 Meter, letzteres 392 Meter tief unter dem Spiegel des mittelländischen Meeres, und da die Tiefe des Todten-Meeres stellenweise 550 Meter beträgt, so liegt der Boden desselben 942 Meter unter dem Niveau des Meeres.

Die Hochländer bestehen aus Hochebenen, Bergen und Gebirgen. Das den Uebergang vom Tiefland zum Hochland vermittelnde Bergland bezeichnet man häufig auch als Stufenland. Die Hochebenen, zu welchen wir alle mehr als 3—400 Meter über dem Meere gelegenen Ebenen rechnen, zerfallen wieder in Hochebenen in engerem Sinne, und in Plateaus oder Tafelländer. Die ersteren sind von höheren Gebirgen umschlossen, und erscheinen in geologischer Beziehung, ähnlich den Tiefebenen, als der trocken gelegte Boden früherer Süßwasser- oder Salzwasser-Becken, wie die schwäbisch-bayerische Hochebene zwischen den Alpen, dem schwäbischen und fränkischen Jura und dem bayrischen Wald mit einer mittleren Höhe von 437 M. über dem Meere; oder die Hochebene von Tibet zwischen dem Himalaya und dem Künlün in einer Meereshöhe von 3200—3900 Meter. Die Plateaus oder Tafelländer (auch Tafelberge) sind dagegen durch mehr oder weniger horizontale Lagerung mächtiger und weit sich ausbreitender Schichtensysteme gebildet, wie die Plateaus der nördlichen und südlichen Kalkalpen, das Dachsteinplateau in einer Meereshöhe von 1800—2500 Meter, das Karstplateau in einer Meereshöhe von 700—1200 Meter, die Plateaus des Quadersandsteines im nördlichen Böhmen, 6—700 Meter hoch, und das aus Jurakalk bestehende Plateau der schwäbischen Alb ungefähr in derselben Höhe. Weitere Beispiele liefern die Tafelländer und Tafelberge Abessiniens und Südafrikas. Die Plateaus schließen sich in der Regel einseitig an Gebirgsketten an und fallen in Stufen, häufig sehr rasch, gegen das Tiefland ab.

Die Gebirge unterscheidet man nach der absoluten Höhe in Mittelgebirge mit Gipfeln von 600—2500 Meter Höhe, und in Hochgebirge mit Gipfeln über 2500 Meter, ohne daß eine scharfe Grenze zwischen beiden zu ziehen möglich wäre. In geologischer Beziehung viel wichtiger ist die Unterscheidung nach der Form in Massengebirge, Kettengebirge und Kuppengebirge.

Zu den Massengebirgen (kürzer auch Massivs genannt) sind in Europa zu rechnen: die skandinavische Halbinsel mit Lappland, Finnland, Schottland, mit dem nördl. und westl. England und Irland; das nordwestl. Frankreich (Normandie und Bretagne), das südliche Frankreich mit den hyerischen Inseln, Sardinien und Corsika; der größte Theil der iberischen Halbinsel; die Vogesen; der Schwarzwald und das Massiv von Böhmen, Mähren und Schlesien oder das hercynisch-sudetische Gebirgsmassiv.

Die Massengebirge sind von unregelmäßiger Form und Ausdehnung, es sind Gebirge ohne eine bestimmte Längsrichtung, ohne ausgesprochene Längsthäler, die häufig aus mehr oder weniger symmetrisch um einen gemeinsamen Mittelpunkt gruppirten Bergen bestehen, wie der Harz mit dem Blocksberg oder Brocken in der Mitte. Ihre höchsten Spitzen erreichen selten die Höhe der Hochgebirge, sie gehören daher meist zu den Mittelgebirgen. Sie haben häufig einen einseitigen Steilabfall, wie das Erzgebirge gegen Südost oder die skandinavische Halbinsel gegen Nordwest. Sie bestehen in ihrem inneren Kern aus den ältesten Gebilden der Erde, aus krystallinischen Schiefergesteinen, die sich um Granit oder Syenitstöcke lagern. In ihrem Bau herrschen — wenigstens bei den Massengebirgen Europas — vorzugsweise diagonale Richtungen von SO. nach NW. und von SW. nach NO., wie das so charakteristisch in der Structur des böhmisch-mährischen Gebirgsmassivs, und in der nordöstlichen Erstreckung des skandinavischen Massiv's hervortritt. Diese Massivs erscheinen als große Schollen der ältesten festen Erdrinde und bezeichnen die eigentlichen Grundvesten der Erde, die schon in den früheren Perioden der Erdgeschichte mehr oder weniger als Inseln und Festländer über die Meere hervorgeragt haben.

Zu den Kettengebirgen (auch Kammgebirge genannt) gehören in Europa die Pyrenäen, Alpen, Karpathen, der Ural und der Kaukasus; in Asien der Himalaya, der Künlün und die Karakorum-Kette; ausgezeichnete Kettengebirge sind ferner die Cordilleren und das Felsengebirge von Nordamerika, die Anden von Südamerika und die südlichen Alpen von Neu-Seeland.

Diese Gebirge zeigen eine lineare Richtung, indem die Längenrichtung gegen die Breite vorherrscht, sowie eine mehr oder weniger regelmäßige Gliederung in Quer- und Längsthäler. Sie erreichen viel bedeutendere Höhen, als die Massengebirge, und den Kettengebirgen gehören die höchsten Erhebungen der Erdoberfläche an. Die drei höchsten bis jetzt bekannten Gipfel der Erde sind: der Gaurisankar oder Mount Everest im Kamme des Himalaya, an der Grenze von Nepal und dem östlichen Tibet (27° 59′ NB., 86° 45′ OL. v. Gr.) 8839 Meter (27,964 W. F., 29,000 engl. F.) hoch; der Dapsang, im Kamme des Karakorum in der Provinz Nubra des westlichen Tibet (35° 58′ NB., 77° 10′ OL. v. Gr.) 8617 Meter

(27,266 W. F.); der Kinchinjunga im Kamme des Himalaya, an der Grenze von Sikkim und dem östlichen Tibet (27° 42′ NB., 88° 8′ OL. v. Gr.) mit einer Höhe von 8580 Meter (27,149 W. F.); dann erst folgt der Dhavalagiri mit 7955 Meter, der so lange für den höchsten Punkt der Erde galt. Die Riesenhöhen der Anden Süd-Amerikas bleiben weit hinter diesen Erhebungen der asiatischen Kettengebirge zurück: der Aconcagua in Chile mit 7385 Meter (22,369 W. F.); der Sahama in Peru mit 6717 Meter; der Nevado de Sorata in Bolivia mit 6487 Meter; der Ilimani in Bolivia mit 6434 Meter; der Chimborazo in Quito mit 6528 Meter. Fast nur die Hälfte der Höhe der höchsten Himalaya-Spitzen erreichen unsere europäischen Bergriesen: der Montblanc 4804 M. (15,200 W. F.); der Monte Rosa 4636 M. (14,670 W. F.) und die Ortlerspitze 3903 M. (12,350 W. F.). Nur wenige Berge sind also höher als eine geographische Meile, d. i. $^1/_{1717}$ des mittleren Durchmessers der Erde, so daß man einer künstlichen Erdkugel einen Durchmesser von 12 Fuß geben müßte, wenn die höchsten Berge ein Linie Höhe haben und im richtigen Verhältniß zum Ganzen stehen sollten. Auch täuscht man sich bei Beurtheilung nach dem Augenmaß gewöhnlich bedeutend über den Böschungswinkel, unter welchem die Gebirge ansteigen, wie beistehendes im natürlichen Höhen- und Längenverhältniß gezeichnete Profil der Schweiz zeigt. Der Winkel von Basel nach dem Jurakamm beträgt 1° 37′; von Basel nach dem Alpenkamm 1° 43′; diese Winkel zwischen 1 und 2° entsprechen aber nur einer Steigung von $^1/_{50}$ bis $^1/_{30}$.

Fig. 1.



Bei den Kettengebirgen unterscheidet man Gipfelhöhen, Kammhöhen und Paßhöhen. Die wahre mittlere Höhe eines Gebirgskammes würde man finden, wenn man den Flächeninhalt des durch die Gipfel und Päſſe gelegten Profils durch seine Basis dividirt. Ebenso wird man die mittlere Gipfelhöhe und die mittlere Paßhöhe aus den für die Gipfel und Päſſe ermittelten Höhen finden und daraus die mittlere Kammhöhe ableiten können. Es zeigt sich nun aber, daß im Allgemeinen die mittlere Kammhöhe von der mittleren Höhe der Päſſe abhängig ist und deßhalb hat Alex. v. Humboldt die mittlere Paßhöhe als die mittlere Kammhöhe bestimmt. Von dem Verhältniß der letzteren zur Gipfelhöhe des Gebirges, der mittleren oder auch der höchsten, ist der eigenthümliche Charakter des Gebirges, seine Physiognomie abhängig. Die mittlere Kammhöhe der Anden (3570 M.) ist z. B. um die Hälfte größer als die der Alpen (2340 M.) und so hoch als die mittlere Gipfelhöhe der Alpen; die Kammhöhe des Himalaya (4570 M.) ist um mehr als ein Viertel größer als die der Anden und so hoch als die mittlere Gipfelhöhe der Anden; vergleicht man aber die Alpen mit den Pyrenäen, so zeigt sich, daß trotz der ansehnlichen Gipfelhöhe der Alpen, welche bedeutender ist als die der Pyrenäen, doch

ihre mittlere Kammhöhe (2340 M.) geringer ist als die der Pyrenäen (2436 M.), so daß die Alpen dem Verkehr weniger hinderlich sind, als die Pyrenäen.

Die Kettengebirge bezeichnen jüngere lineare Erhebungen, in der alten Welt vorherrschend mit der Richtung von Ost nach West (Alpen, Pyrenäen, Kaukasus, Himalaya), in der neuen Welt in der Richtung von Nord nach Süd (Cordilleren und Anden). Bei den meisten läßt sich ein oceanischer und ein continentaler Abhang unterscheiden; der oceanische Abhang steil unmittelbar ins Meer oder in neugebidete Tiefebenen abfallend, der continentale Abhang sanfter, in Hochebenen oder Bergland auslaufend. Die Ostwestketten haben ihren Steilabfall an der Südseite, die Meridianketten an der Westseite, indem die Steilseite immer die dem Meere am nächsten liegende Seite ist. Die Profile der Continente (Fig. 2 bis 5) der alten und

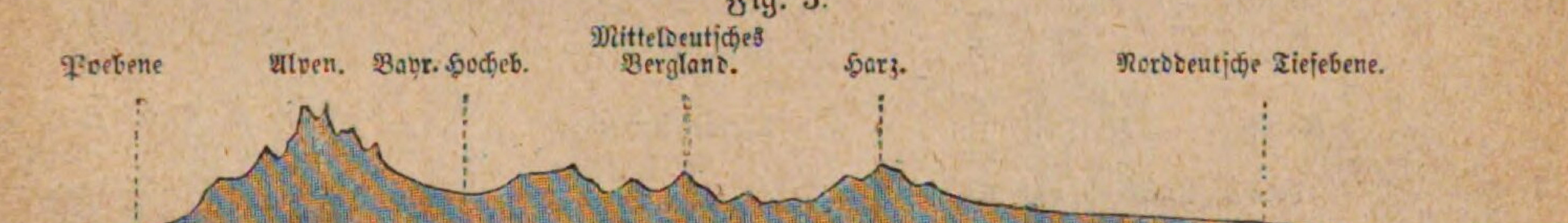
Alte Welt.

Fig. 2.



Asien.

Fig. 3.



Europa.

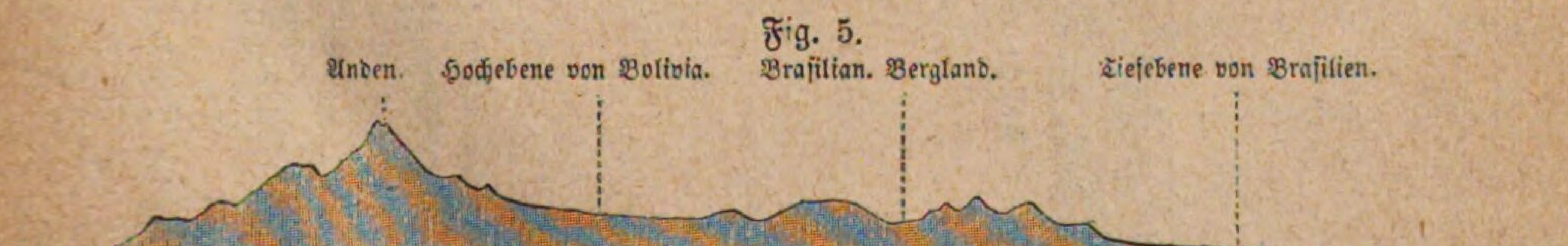
Neue Welt.

Fig. 4.



Nord-Amerika.

Fig. 5.



Süd-Amerika.

Profile der Continente.



Fig. 6.

Ansicht des Leitmeritzer Mittelgebirges, als Beispiel eines Kuppen- oder Kegelgebirges, vom Rip (Georgsberg) aus.



Fig. 7.

Ansicht der Tatra, als Beispiel einer Gebirgskette, von der Bielska Skala in der Ebene von Neumarkt (Galizien) aus, mit Klippenkalken im Vordergrund.

neuen Welt zeigen daher überraschende Analogien, wenn man bei den ersteren die Durchschnitte in der Richtung von Süd nach Nord, bei den letzteren von West nach Ost zieht.

Der geologische Bau der Kettengebirge ist ein viel mannigfaltigerer, als der der Massengebirge. Sie zeigen in der Regel eine parallele Anordnung in verschiedenen Gesteinszonen und dann gewöhnlich wie z. B. in den Alpen eine aus krystallinischen Gesteinen bestehende Centralzone oder Centralkette, an welche sich parallele Nebenzonen anschließen, die stufenweise aus paläozoischen, mesozoischen und känozoischen Formationen zusammengesetzt sind und mannigfaltige parallele Falten und Bruchlinien erkennen lassen.

Die Kuppengebirge oder Kegelgebirge sind ohne jede einheitliche Gliederung. Sie bestehen aus unregelmäßig neben und um einander gruppirten, mehr oder weniger kegelförmigen oder domförmigen Bergkuppen und Gipfeln, welche neben und über einander aufragen. Sie sind durchaus jungen vulcanischen Ursprungs. Ein ausgezeichneter Typus eines solchen Gebirges ist das Leitmeritzer Mittelgebirge in Böhmen; weitere Beispiele geben die altvulcanischen Gegenden der Auvergne in Frankreich, das Laacher-Seegebiet am Rhein, das Siebengebirge u. s. w.

Zweiter Abschnitt.

Die Gesteine und ihre Lagerung (Petrographie und Geotektonik).

Die Gesteine oder Gebirgsarten. Das Material der festen Erdrinde wird in erster Linie vom Mineralreich geliefert, und besteht aus Mineralien oder Mineral-Aggregaten und Mineralgemengen, in zweiter Linie vom Thier- und Pflanzenreich, indem zahlreiche organische Reste in den Schichten der Erde begraben liegen. Für den Geologen sind alle Anhäufungen, sei es von Mineralien oder von organischen Resten, welche in größeren Massen auftreten und einen wesentlichen Antheil an der Zusammensetzung der festen Erdrinde nehmen, Gesteine oder Gebirgsarten und mit dem Worte Gebirgsart oder Gestein ist nicht nothwendig der Begriff des Festen und Felsartigen verbunden, sondern es gibt auch lockere oder lose und weiche Gebirgsarten. Die älteren Ablagerungen in den Gebirgsgegenden bestehen zum Beispiele meist aus erhärteten Gebirgsarten oder Felsarten, wie Thonschiefer, Sandstein, Conglomerat, Kalkstein u. s. w.; jüngere Ablagerungen in Ebenen und Niederungen dagegen sind in der Regel noch nicht zu Fels geworden, wie Thon, Sand, Gerölle.

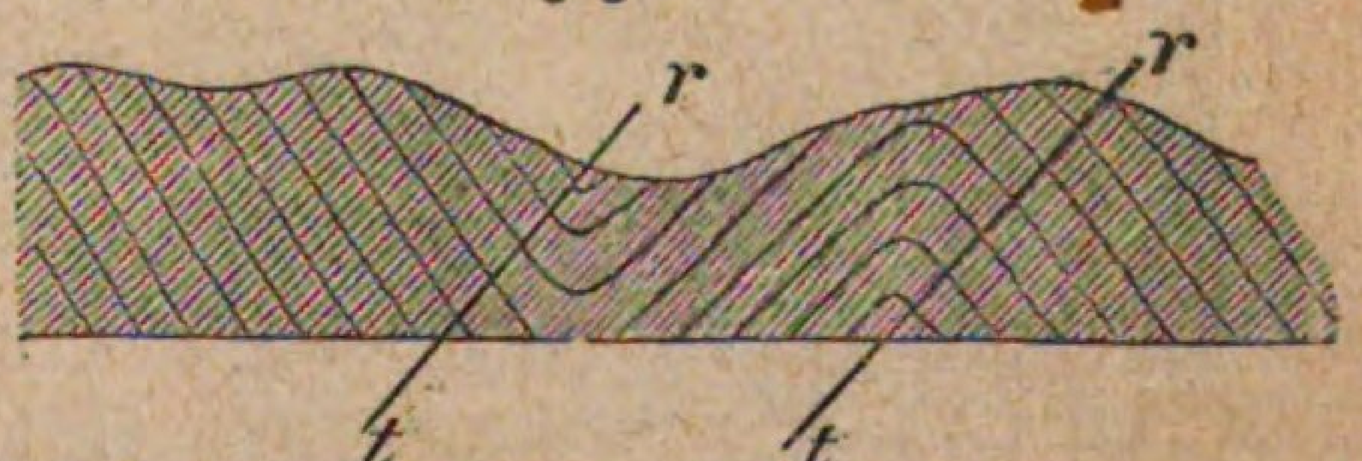
Die Bestandtheile und die Structur der Gesteine. Mit Rücksicht auf die Bestandtheile oder Felsbildungsmittel hat man zu unterscheiden minerogene, zoogene und phytogene Gesteine. Minerogen sind diejenigen Gesteine, deren Bestandtheile Mineralien sind. Sie sind einfach oder gleichartig (homogen), wenn sie aus einem einzigen Mineral bestehen, wie Quarzfels, Kalkstein, Eis, Steinsalz; gemengt oder ungleichartig (heterogen), wenn sie aus mehreren Mineralien, die man dann Gemengtheile nennt, zusammengesetzt sind. Man hat bei letzteren zu unterscheiden wesentliche und unwesentliche (zufällige oder accessorische) Gemengtheile. Wesentliche Gemengtheile, deren ein Gestein selten mehr als 3 oder 4 hat, sind z. B. beim Granit der Quarz, Feldspath und Glimmer, unwesentlich oder accessorisch, Turmalin, Granat, Beryll und andere Mineralien, die im Granit bisweilen eingewachsen vorkommen. Zoogene Gesteine sind entstanden durch Anhäufung und Umwandlung von Thierresten, wie z. B. viele Kalksteine aus Muschelschalen und Muschelsand, die sich an Meeresufern abgelagert haben. Die phytogenen Gesteine, zu welchen die Stein- und Braunkohlen

gehören, verdanken ihren Ursprung der Anhäufung und Umwandlung von Pflanzenresten.

Nach der Structur (auch Textur) unterscheidet man krystallinische, amorphe und Trümmer-Gesteine; ferner massige, schiefrige und geschichtete Gesteine. Krystallinische Gesteine sind solche, bei welchen die einzelnen Bestandtheile krystallinisch mit einander verwachsen sind, wo also kein besonderes Bindemittel vorhanden ist. Das Korn kann sehr verschieden sein: grobkörnig oder makrokrystallinisch, feinkörnig oder mikrokrystallinisch und verborgen-krystallinisch oder kryptokrystallinisch (scheinbar dicht). Grobkörniger Granit (Riesengranit), feinkörniger Granit (wie der Wiener Pflasterstein) und scheinbar dichter Basalt sind Beispiele. Die kryptokrystallinischen Gesteine lassen sich durch Aetzmittel, oder mittelst der Loupe, oder in Dünnschliffen unter dem Mikroskop noch deutlich als krystallinische Aggregate oder Gemenge erkennen. Die Untersuchung von Dünnschliffen (Mikro-Petrographie) hat in neuerer Zeit sehr interessante Resultate über die Zusammensetzung kryptokrystallinischer Gesteine zu Tage gefördert. Amorphe Gesteine gibt es nur wenige. Dazu gehört z. B. der Obsidian, ein natürliches Glas, welches sich aus feurigem Schmelzfluß trachytischer Laven durch Erstarrung gebildet hat (hyalin oder glasartig). Andere amorphe Gesteine wie Opal, Feuerstein sind aus wässerigen Lösungen erhärtet (porodin). Die Trümmergesteine oder klastischen Gesteine sind entstanden aus Trümmern früher gebildeter Gesteine; sie haben, wenn sie fest sind, ein Bindemittel und bilden eine sehr umfangreiche Gruppe. Hieher gehören die Conglomerate, Sandsteine, Thongesteine, die man auch nach der Größe der Trümmer als makroklastische Gesteine oder Psephite, als mikroklastische oder Psammite, und als kryptoklastische oder Pelite bezeichnet.

Die massigen Gesteine haben eine richtungslose Structur (Massivstructur), die schiefrigen Gesteine dagegen zeigen Parallelstructur, d. h. die einzelnen Bestandtheile sind in gewissen parallelen Lagen angeordnet; solche Gesteine haben die Eigenschaft sich nach einer Richtung leichter spalten zu lassen, als nach der anderen (Hauptbruch, Querbruch). Granit z. B. ist ein krystallinisches Massengestein, Gneiß, obwohl er dieselbe mineralogische Zusammensetzung aus Quarz, Feldspath und Glimmer hat, ein krystallinisches Schiefergestein. Geschichtete Gesteine zeigen Schichtung, worunter man die plattenförmige oder bankförmige Uebereinanderlagerung der Gesteinsmassen versteht. Jede Schichte ist das Product eines Absatzes oder einer Ablagerung in einer gewissen Zeitperiode. Krystallinische Massengesteine zeigen nie eigentliche Schichtung, dagegen kommt dieselbe stets bei krystallinischen Schiefergesteinen und bei Trümmergesteinen vor. Die Ebenen, durch welche die Bänke geschieden sind, nennt man Schichtungsflächen. In den meisten Fällen, wo schiefrige Structur mit Schichtung verbunden ist, geht die schiefrige Structur parallel mit der Schichtung (normale Schieferung). Es gibt aber

Fig. 8.

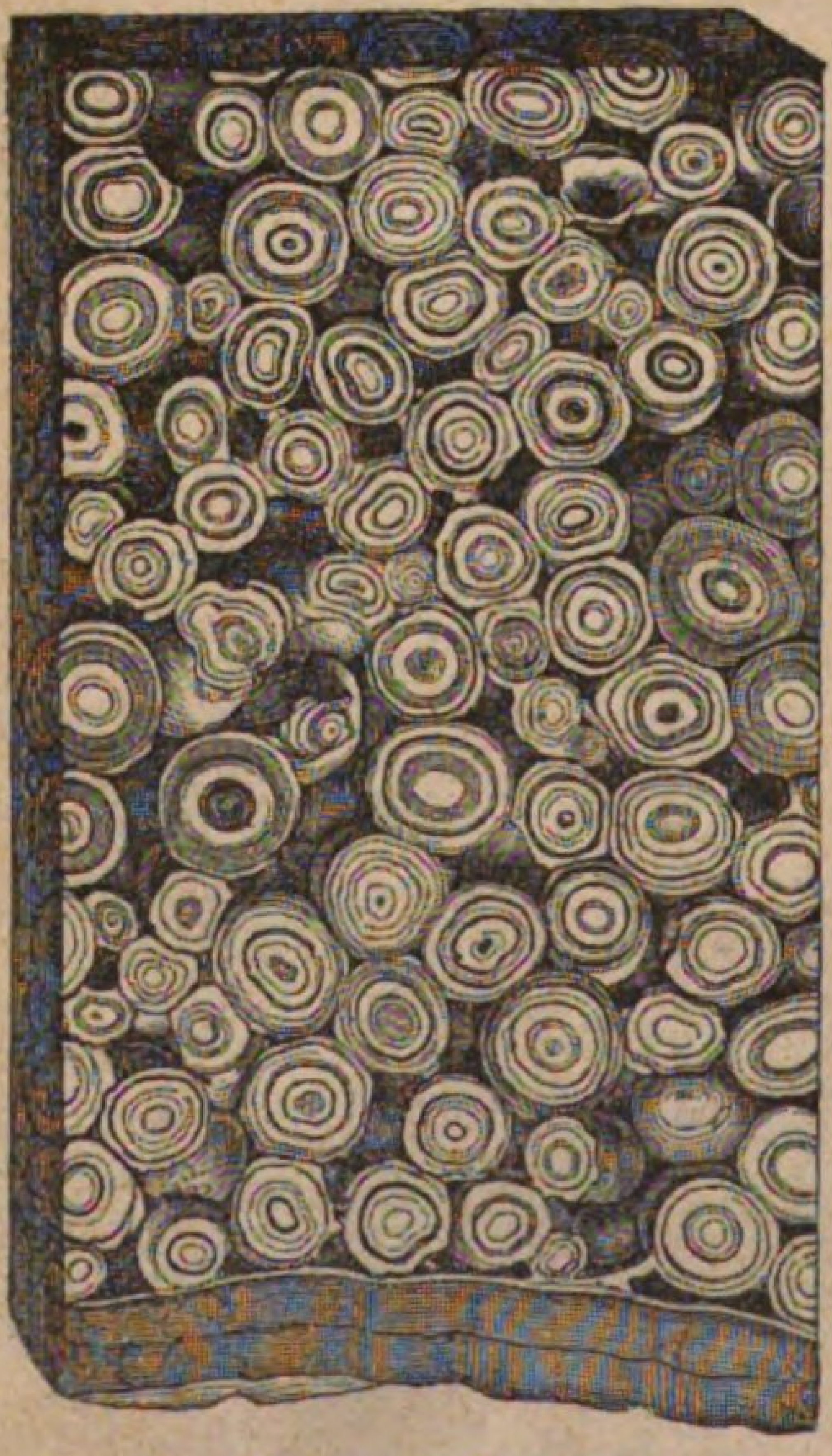


Transversale Schieferung.

auch Gesteine, bei welchen die Schieferung die Schichtungsflächen durchschneidet (transversale Schieferung oder falsche Schieferung). Dies ist namentlich häufig beim Thonschiefer der Fall; die Spaltungsrichtung ist dann die seiner Schieferung (t—r Fig. 8) und nicht diejenige seiner Schichtung. Die transversale Schieferung ist erst nach dem Absatz der Gesteine und, wie sich durch Experimente nachweisen läßt, durch Druck oder Pressung entstanden; die Schieferung steht immer senkrecht auf der Richtung des Druckes.

Besondere Structurverhältnisse oder Texturarten der Gesteine. Porphyrartige Structur (Structur der Porphyre) nennt man jenes Structurverhältniß, bei welchem in einer kryptokrystallinischen oder feinkörnigen Grundmasse einzelne Krystalle (Einsprenglinge) eingesprengt oder eingebettet sind. Beispiele: porphyrartiger Granit, Quarzporphyr, Augengneiß u. s. w. Gebänderte oder lamellare Structur zeigen manche Porphyre (z. B. der Porphyr von Dobritz bei Meißen in Sachsen), Ryolithe und andere Gesteine, die aus einzelnen dünnen Lagen oder Lamellen zusammengesetzt erscheinen und im Querbruche verschieden gefärbte Schichten erkennen lassen. Blasige Structur kommt hauptsächlich bei vulcanischen Gesteinen vor. Diese haben in ihrem Inneren häufig Hohlräume, die in der Regel rundlich, manches Mal auch länglich oder unregelmäßig sind. Die Blasenräume sind entstanden durch Gase (hauptsächlich Wasserdampf), welche in der aus dem Schmelzfluß erstarrenden Gesteinsmasse eingeschlossen waren. Beispiele geben der Bimsstein, die schlackigen oder blasigen Basaltlaven. Nicht zu verwechseln mit blasiger Structur ist die cavernöse oder zellige Beschaffenheit mancher Gesteine in Folge von Auswitterung einzelner Theile, wie bei den Rauchwacken oder bei den bienenwabenartigen Verwitterungsflächen mancher Sandsteine. Mandelstein-Structur zeigen vulcanische Gesteine (Melaphyre, Basalte), deren Blasenräume von später gebildeten Mineralien erfüllt sind, wie Kalkspath, Zeolith, Calcedon, Achat. Bei der Verwitterung der Gesteine bleiben diese Ausfüllungsmassen oder Mandeln häufig lose übrig, wie z. B. die Achatmandeln. Sphäroidische oder kugelige Structur ist ein Structurverhältniß, welches ziemlich selten auftritt; am schönsten zeigt es der Kugeldiorit von Corsica, in dessen körniger Grundmasse Kugeln ausgeschieden sind, die aus abwechselnden concentrischen Schichten von Feldspath und Hornblende bestehen. Mit diesem Structurverhältnis darf man nicht verwechseln eine kugelige oder schalige Verwitterung, wie solche bei Graniten,

Fig. 9.



Karlsbader Erbsenstein.

Dioriten, Diabasen, Basalten u. s. w. vorkommt. Oolithische Structur ist bei Kalken und Eisenerzen eine häufige Erscheinung. Die Oolithe sind aus kleinen rundlichen Körnern, etwa von der Größe von Fischeiern, zusammengesetzt, daher auch der Name „Rogenstein". Kalk- und Eisenoolithe sind weit verbreitet in der Juraformation, welche daher auch Oolithformation genannt wird. Pisolithische Structur oder Erbsensteinstructur ist der vorigen ähnlich, kommt jedoch nur selten vor. Das Hauptbeispiel bietet der Erbsenstein von Karlsbad, welcher (siehe Fig. 9) aus erbsenförmigen concentrisch-schalig zusammengesetzten und mit einander verbundenen Kugeln von kohlensaurem Kalk (Aragonit) besteht. Der Erbsenstein bildet sich am Sprudel dadurch, daß feine Sandkörner oder Luftbläschen von dem kohlensauren Kalk, den der Sprudel absetzt, inkrustirt werden.

Art der Absonderung oder Zerklüftung der Gesteine. Die Felsmassen stellen nirgends continuirliche Massen dar, sondern zeigen stets Klüfte und Sprünge, welche hauptsächlich durch eine Contraction der Gesteinsmasse entstanden sind. Bei den Gesteinen, die auf wässerigem Wege gebildet sind, ist die Contraction die Folge der allmähligen Austrocknung (des Schwindens) der Masse; bei jenen, die auf feurigem Wege entstanden sind, ist sie bedingt durch Volumverminderung bei der Abkühlung. Zum Theil mag die Zerklüftung auch die Folge heftiger Erschütterung der Gebirgsmassen sein. Sie tritt bei demselben Gestein in der Regel in gleicher Art und Richtung auf. Unregelmäßige oder polyedrische Absonderung nennt man eine Zerklüftung des Gesteins nach zahlreichen, ganz unregelmäßigen Richtungen. Gesteine mit solcher Zerklüftung, wie Grünstein, Quarzfels, zerfallen in größere oder kleinere scharfkantige polyedrische Stücke und eignen sich daher nicht zu Bausteinen, sind jedoch in der Regel als Beschotterungsmaterial verwendbar. Die regelmäßige Absonderung tritt in verschiedener Form auf. Die plattenförmige Absonderung kommt hauptsächlich bei geschichteten Gesteinen vor, ausnahmsweise auch bei krystallinischen Massengesteinen, wie bei manchen Basalten und Phonolithen. Gesteine mit plattenförmiger Absonderung liefern Deckmaterial, Trottoirplatten u. s. w. Quaderförmige Absonderung zeigen Sandsteine, Granite, Syenite, von welchen Gesteinen daher große

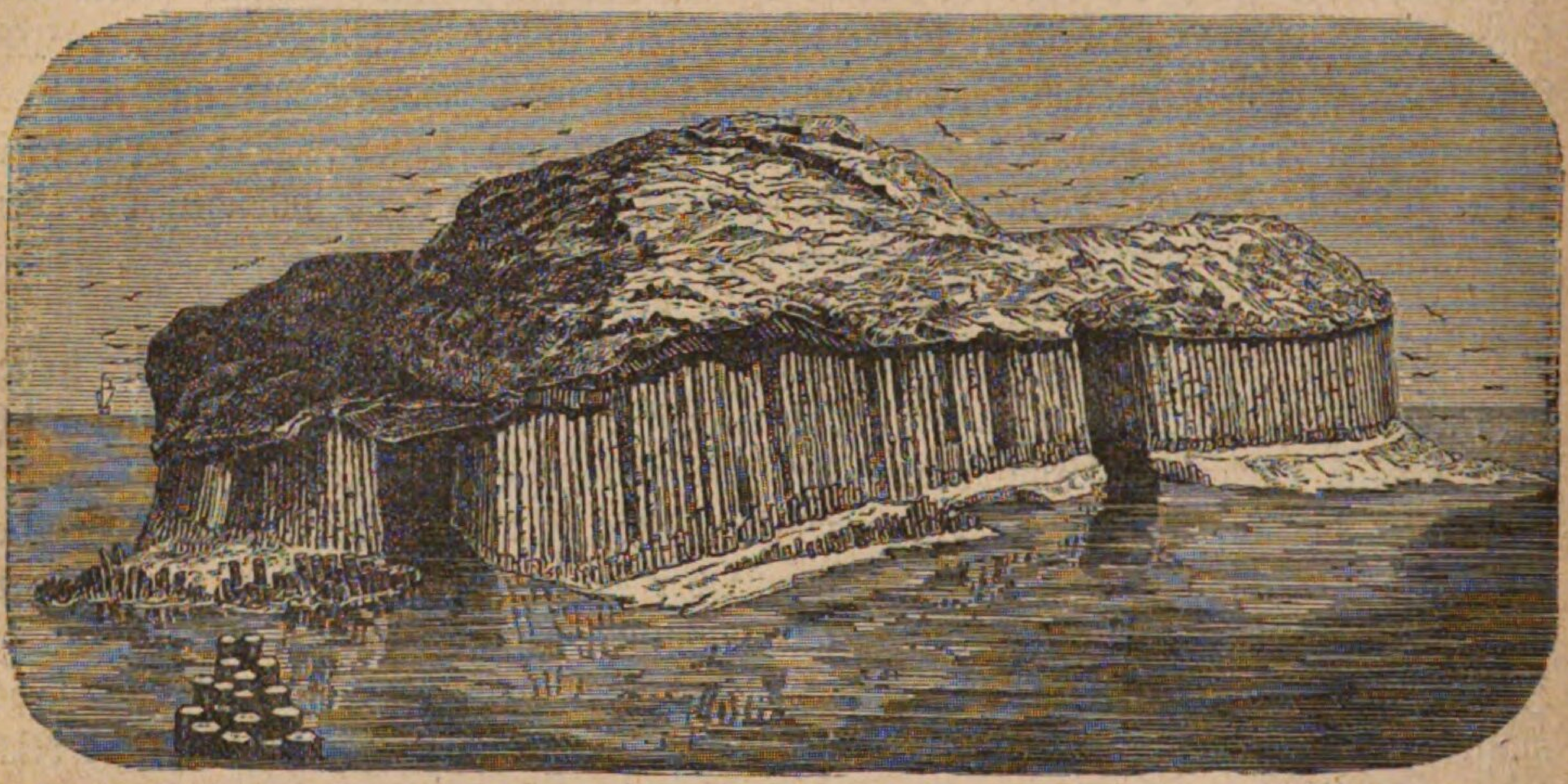
Fig. 10.



Der Mittagstein auf dem Riesengebirge.
Granitfels mit quaderförmiger Absonderung.

Werkstücke und Monolithe gebrochen werden können. Die säulenförmige oder prismatische Absonderung findet sich nur bei solchen Gesteinen, von denen sich nachweisen läßt, daß sie aus feurigem Schmelzflusse erstarrt sind, am ausgezeichnetsten beim Basalt, Anamesit, Trachyt und Phonolith, aber auch bei

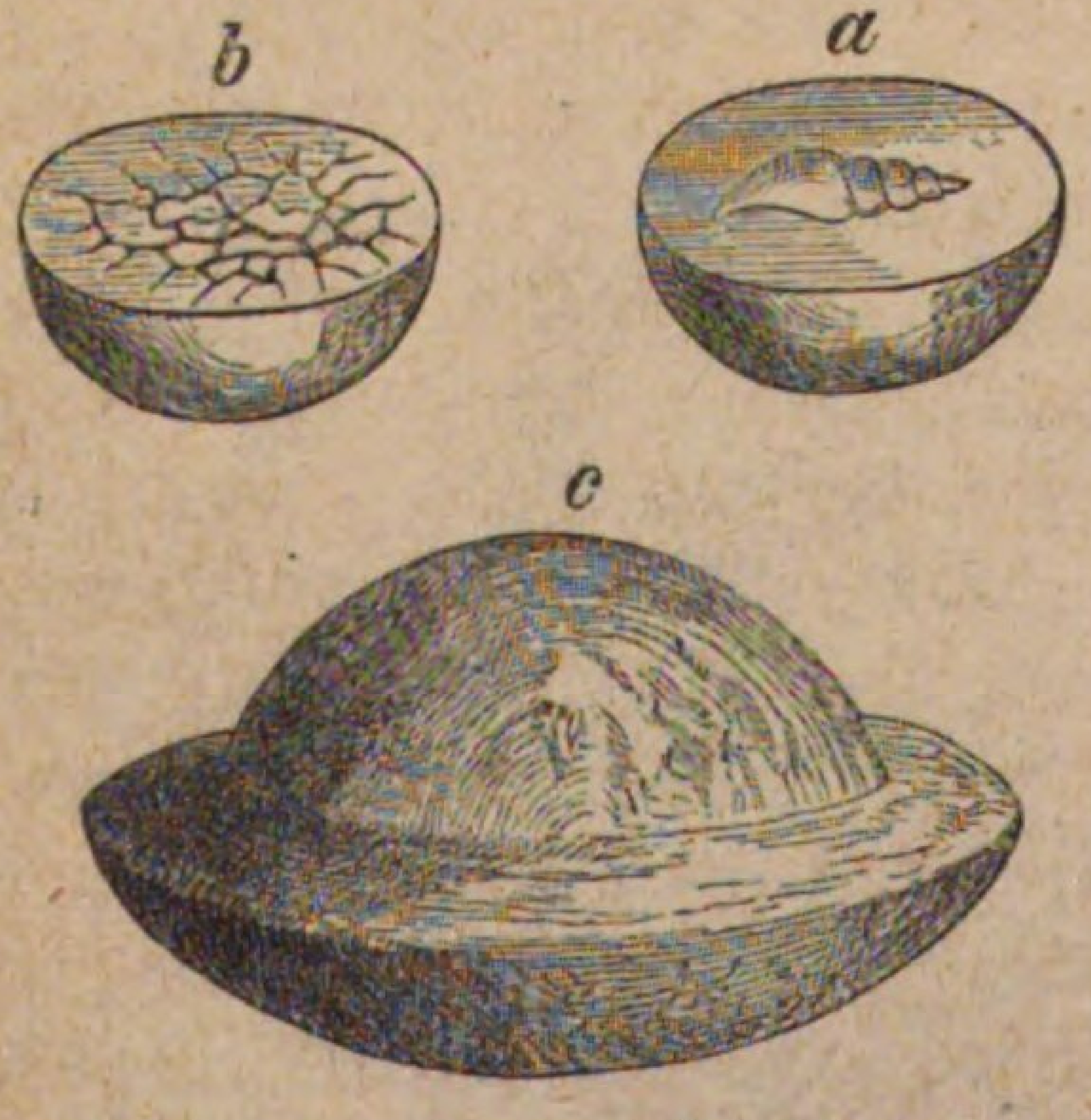
Fig. 11.



Insel Staffa mit der Fingalsgrotte (säulenförmig abgesonderter Anamesit).

Porphyren und Melaphyren. Sie ist entstanden durch Sprünge auf der Abkühlungsoberfläche, welche sich durch die ganze Gesteinsmasse fortgesetzt haben. Merkwürdige Säulenbasalte finden sich in Böhmen an vielen Orten (z. B. der Wergotsch bei Aussig), in Siebenbürgen, am Rhein u. s. w. Berühmt durch ihre schönen Säulenbasalte ist auch die Nordküste von Irland (der Riesendamm bei Antrim) und die Insel Staffa mit der Fingalsgrotte an der Westküste von Schottland. Eine concentrisch-schalige oder kugelige Absonderung tritt bei der Verwitterung mancher Granite, Basalte u. s. w. hervor.

Fig. 12.



Concretionen, a mit einer Versteinerung im Innern, b mit Sprüngen im Innern. c. Eine Sphärosideritlinse aus dem Kohlenschiefer von Steierdorf im Banat.

Concretionen und Geoden. Häufig findet man in Gesteinen Massen von kugeliger, traubenförmiger, linsenförmiger, knolliger oder regellos krummflächiger Form, die ihre Bildung der Zusammenziehung

einer im Gesteine enthaltenen Mineralmasse um einen Mittelpunkt verdanken. Zu diesen Erscheinungen gehören die Quarzitlinsen und Quarzitkugeln in Sandsteinschichten, die Sphärosideritkugeln, Brauneisensteingeoden und Mergelknollen (Septarien) in thonigen Ablagerungen, die Feuersteinknollen in der Kreide, die „Lößkindchen" im Löß u. s. w. Im Innern der Concretionen oder Geoden findet man häufig organische Reste (Fig. 12 a) oder bei Mergel- und Sphärosideritknollen ein Netzwerk von Sprüngen (Fig. 12 b), die bei der inneren Zusammenziehung der Masse entstanden sind, nachdem das Aeußere schon erhärtet war.

Bildung oder Genesis der Gesteine. Man hat zwei Arten der Gesteinsbildung zu unterscheiden: die Bildung auf feurigem Wege und die Bildung auf wässerigem Wege. Wir sehen, daß an den thätigen Vulkanen von Zeit zu Zeit Eruptionserscheinungen stattfinden, bei welchen geschmolzene Gesteinsmassen (Lava) durch die Gewalt des Wasserdampfes aus der Tiefe der Erde emporgehoben werden und allmälig an der Oberfläche erstarren. Alle Gesteine, deren Natur darauf hindeutet, daß sie sich in ähnlicher Weise in früheren Perioden durch Eruption aus dem Innern der Erde gebildet haben, nennt man Eruptiv-Gesteine oder Erstarrungsgesteine. Sie haben stets krystallinische Massenstructur. Während heutzutage dieser Vorgang nur bei der Bildung der vulkanischen Gesteine stattfindet, sind durch ähnliche Processe in früheren Perioden die sogenannten plutonischen Gesteine, die Granite, Syenite, Grünsteine, Gabbro's, Porphyre und Melaphyre entstanden. Man darf sich den Schmelzfluß dabei nicht trocken denken, wie geschmolzenes Metall oder geschmolzenes Glas, sondern es ist ein wässeriger Schmelzfluß, indem alle geschmolzenen Gesteinsmassen in der Tiefe der Erde mit Wasserdampf mehr oder weniger imprägnirt sind. Dieser Wasserdampf ist es auch, welcher die Eruptionen bedingt, und selbst bei der Erstarrung der geschmolzenen Gesteinsmassen nicht vollständig entweicht, indem alle Eruptivgesteine mehr oder weniger mikroskopisch kleine Einschlüsse von wässeriger Flüssigkeit enthalten.

Alle Gesteine, deren Material sich als ein Bodensatz aus dem Wasser abgelagert hat, und die in Folge davon geschichtet sind, nennt man Absatz- oder Sediment-Gesteine. Das Hauptagens dabei, das Wasser, kann entweder auf rein mechanischem Wege, oder als chemisches Lösungsmittel wirken. Durch mechanische Wirkung des Wassers, d. h. durch Zerstörung früher gebildeter Gesteine, durch Fortschaffung und endliche Ablagerung des fortgeschafften Materials in der Form von Geröllen, Sand und Schlamm sind die klastischen Gesteine (S. 13) entstanden. Dieser Bildungsproceß geht noch heutzutage in allen Meeren, in allen Binnenseen, an allen Flüssen und Bächen vor sich. Man unterscheidet darnach Süßwasserbildungen (lacustrine und fluviatile) und Salzwasserbildungen (marine und zwar litorale subpelagische und pelagische Bildungen). Sedimente, welche sich an solchen Punkten bilden, wo sich Salzwasser mit Süßwasser zu „Brackwasser" vermengt, wie z. B. an den Meeresmündungen der Flüsse, nennt man Brackwasserbildungen. Das Material dieser verschiedenen Bildungen ist größtentheils ein und dasselbe, so daß es fast

nur die eingeschlossenen organischen Reste sind, durch welche sich feststellen läßt, ob gewisse Ablagerungen aus Salzwasser oder Süßwasser entstanden sind. Beispiele: Meereskalk und Süßwasserkalk, der eine mit Meeresconchylien, der andere mit Süßwasser- und Landconchylien.

Als chemische Niederschläge aus Wasser haben sich eine Reihe von Gesteinen gebildet, deren Substanz im Wasser löslich ist und bei der Verdunstung des Wassers zurückbleibt; alle solche Gesteine haben krystallinische Structur, wie z. B. Steinsalz, Gyps, Kalksinter u. s. w. Noch bleibt aber die Frage übrig, wie sich die krystallinischen Schiefergesteine gebildet haben. Diese Gesteine haben gewisse Eigenschaften, wie die Schichtung mit den sedimentären Gesteinen gemeinschaftlich, andere Eigenschaften wie die Zusammensetzung aus Silikaten (Quarz, Feldspath, Glimmer, Hornblende u. s. w.) mit den Eruptivgesteinen. Sie gehören überdieß zu den allerältesten Bildungen der Erde, die unter den Bildungen der Jetztwelt kein Analogon haben. Die Aehnlichkeit in der mineralogischen Zusammensetzung mit den ältesten Eruptivgesteinen führte zu der Ansicht, daß die krystallinischen Schiefergesteine die erste Erkaltungskruste des einst feurig-flüssigen Erdballes darstellen, und dadurch den Boden abgegeben haben, auf dem sich die sedimentären Gesteine ablagern konnten, und die Decke, durch welche die eruptiven Gesteinsmassen durchgebrochen sind. Mit dieser Hypothese läßt sich aber die Schichtung derselben nicht gut vereinigen, die entschieden als Folge der Sedimentirung von gesteinsbildendem Materiale anzusehen ist. Eine andere Ansicht ist daher die, daß die krystallinischen Schiefergesteine keine ursprüngliche Bildung seien, sondern unter Mitwirkung von Druck und Wärme aus klastischen Sedimenten während unendlich langer Zeiträume umgewandelt worden seien. Nach dieser Hypothese wären es metamorphische Gesteine. Jedoch läßt sich dieser Metamorphismus wissenschaftlich nicht überzeugend nachweisen. Man kommt daher der Wahrheit vielleicht am nächsten, wenn man an einer ursprünglichen Bildung und zwar auf chemischem Wege festhält. Die Mineralien, aus welchen die krystallinischen Schiefer bestehen, sind unter gewöhnlichen Verhältnissen allerdings nur in sehr kleinen Mengen in Wasser löslich. Aber die Erfahrung lehrt, daß diese Löslichkeit bei erhöhtem Druck und bei erhöhter Temperatur zunimmt. Nehmen wir also an, daß in der ältesten Erdperiode, unter andern physikalischen Verhältnissen der Erdoberfläche, Wasser mit erhöhtem Druck und erhöhter Temperatur gewirkt habe, so läßt sich immerhin denken, daß sich die krystallinischen Schiefergesteine als chemischer Niederschlag gebildet haben konnten. Natürlich war, wie der Absatz, so die Lösung eine successiv fortschreitende, periodische. Der Boden dieser Ablagerung braucht nicht fest oder starr gedacht zu werden, sondern kann in weichem Zustande gewesen sein. Es ist auch nicht wahrscheinlich, daß die successiven Niederschläge in der Form der einzelnen Mineralien (Quarz, Feldspath, Glimmer u. s. w.) unmittelbar sich bildeten. Vielmehr nehmen wir an, daß zuerst ein amorphes Stoffgemenge sich ausgeschieden und abgesetzt hat, das durch den Proceß der Krystallisation sich umbildete, und in diesem Sinne hat wohl eine Diagenese, aber nicht eine eigentliche Metamorphose stattgefunden. Man hat diesen Proceß als hydato-pyrogene (wässerig-feurige)

Bildungsweise bezeichnet. Der allmälige Uebergang der krystallinischen Schiefergesteine in klastisch sedimentäre Gesteine würde sich dann dadurch erklären, daß mit Abnahme des Druckes und der Temperatur die chemische Kraft des Wassers allmälig abnahm und die mechanische Kraft alleinwirkend wurde.

Kurze Uebersicht der wichtigsten Gesteine.

I. Die Eruptivgesteine oder die krystallinischen Massengesteine.

1. Granit-Gruppe. Granit, grob- bis feinkörniges Gemenge aus Orthoklas mit oder ohne Oligoklas, Quarz und Glimmer (Kali- und Magnesiaglimmer). Zu den in großen stockförmigen Massen vorkommenden Gebirgsgraniten gehören: der porphyrartige Granit mit eingewachsenen großen Orthoklas-Krystallen (Karlsbader-Zwillinge); der Granitit mit vorherrschend rothem Orthoklas, Oligoklas, Quarz, Magnesiaglimmer und häufig etwas Hornblende; der Protogin mit grünem Talk statt des Glimmers oder neben demselben. Zu den in untergeordneten gangförmigen oder nesterförmigen Massen auftretenden Graniten gehören der Pegmatit und Schriftgranit. Syenit, ein Gemenge aus Orthoklas und Hornblende, häufig auch mit Oligoklas, schwarzem Glimmer und Quarz, accessorisch Titanit. Abarten von Syenit sind der Zirkon-Syenit, Banatit, Ditroit, Foyait, Tonalit.

2. Grünstein-Gruppe. Diorit, ein Gemenge von Oligoklas und Hornblende, bisweilen mit Quarz. Varietäten von Diorit sind: Glimmerdiorit mit viel schwarzem Glimmer neben Hornblende; Corsit oder Kugeldiorit, aus Anorthit und Hornblende bestehend, mit sphäroidischer Structur. Diabas aus Labrador und Augit bestehend; Abarten von Diabas sind: der antike grüne Porphyr (Porfido verde antico), der Blatterstein, Diabasmandelstein. Krypto-krystallinische Varietäten der Diorite und Diabase nennt man Aphanite. Gabbro oder Diallagfels, ein gewöhnlich grobkörniges seltener feinkörniges Gemenge von Labrador und Diallag. Hypersthenit, ein Gemenge von Labrador und Hypersthen.

3. Porphyr-Gruppe. Gesteine mit porphyrartiger Structur. Felsitporphyr oder Quarzporphyr mit lichter, häufig röthlicher Grundmasse, in der Quarz und Orthoklaskrystalle eingesprengt sind. Pechstein, eine hyaline Ausbildung der Felsitporphyrgrundmasse. Porphyrit mit dunkler braunrother oder brauner Grundmasse und darin eingesprengten Krystallen von Oligoklas, Hornblende oder Glimmer. Zum Porphyrit gehört der rothe antike Porphyr (Porfido rosso antico).

4. Melaphyr-Gruppe oder die schwarzen Porphyre. Melaphyr, ein Gemenge aus Oligoklas und Augit mit mehr oder weniger Magneteisen; Augitporphyr aus Augit und Labradorit bestehend. Sehr häufig sind bei den Gesteinen der Melaphyrgruppe Varietäten mit Mandelsteinstructur.

5. Trachyt-Gruppe. Quarztrachyt, ein Gemenge aus Quarz, Sanidin, Glimmer und Hornblende; Trachyt im engeren Sinne ein Gemenge von

Sanidin, Oligoklas, Hornblende und Glimmer; Andesit, ein Gemenge aus Oligoklas mit Hornblende oder Augit; Phonolith oder Klingstein, ein plattenförmig sich absonderndes und in dünnen Platten beim Schlage hell klingendes Gestein mit dunkelgrünlichgrauer oder gelblichgrauer Nephelin führender Grundmasse, in welcher häufig Sanidin, Hornblende und Titanit eingewachsen vorkommen. Trachytische Massen treten häufig in hyalinen Erstarrungsformen auf, als Obsidian, Perlit, Rhyolith, Bimsstein.

6. Basalt-Gruppe. Dunkelfarbige bis schwarze Gesteine mit säulenförmiger Absonderung. Dolerit, ein körniges Gemenge von Labrador, Augit und Magneteisen. Dolerite, in welchen der Labradorfeldspath durch Nephelin, Leucit, Nosean und Hauyn vertreten ist, hat man Tephrite genannt. Anamesit ist ein feinkörniger Dolerit; Basalt nennt man Gesteine von der Zusammensetzung des Dolerits, aber mit kryptokrystallinischer Grundmasse, in der häufig Krystalle oder Körner von Augit, Hornblende, Magnesiaglimmer und Olivin eingewachsen vorkommen. Nach der Zusammensetzung der Grundmasse unterscheidet man Feldspath-, Nephelin- und Leucit-Basalte. Die Basalte kommen in zahlreichen Varietäten mit Mandelsteinstructur vor.

7. Gruppe der Olivingesteine. Gesteine, die wesentlich aus Serpentin oder aus körnigem Olivin bestehen, mit mehr oder weniger Chromeisen (oder Picotit), Chrom-Diopsid, Enstatit, bisweilen auch mit etwas Feldspath, Diallag, Hornblende und Magneteisen: Serpentin, Dunit, Lherzolith, Pikrit. Die meisten Serpentine erscheinen als spätere Umwandlungsproducte von Olivingesteinen.

II. Die Sediment-Gesteine.

A. Minerogene Sediment-Gesteine.

a. Die krystallinischen Sedimentgesteine.

1. Gneiß-Gruppe. Gneiß, ein körnig-schiefriges Gemenge von Orthoklas mit oder ohne Oligoklas, Quarz und Glimmer (Kali- und Magnesia-Glimmer). Abarten von Gneiß sind: Augengneiß oder porphyrartiger Gneiß, Stängelgneiß, Granitgneiß, Hornblendegneiß, Dichroitgneiß, Graphitgneiß u. s. w. Granulit oder Weißstein, ein feinkörnig-schiefriges Gemenge von Orthoklas, Oligoklas und Quarz mit eingestreuten kleinen Granaten und Cyanit als häufigem Uebergemengtheil.

2. Glimmerschiefer- und Hornblendeschiefer-Gruppe. Glimmerschiefer, ein schiefriges Gemenge von vorherrschendem Glimmer mit Quarz, sehr häufig mit Granat als Uebergemengtheil. Quarzschiefer (Quarzit), ein schiefriges Gemenge von vorherrschendem Quarz mit Glimmer. Itakolumit, ein körnig-schiefriges Gemenge aus Quarz, Glimmer und Talk oder Chlorit, in dünnen Platten mehr oder weniger elastisch-biegsam, daher auch Gelenkquarz oder biegsamer Sandstein genannt. Chloritschiefer, aus Quarz und Chlorit bestehend, in der Regel

mit zahlreichen accessorischen Mineralien, wie Magneteisen, Granat, Turmalin. Talkschiefer, vorherrschend aus Talk bestehend mit mehr oder weniger Quarz, Chlorit, Glimmer, Strahlstein u. s. w. Hornblendeschiefer oder Amphibolschiefer, ein Gemenge von Hornblende mit geringen Beimengungen von Feldspath, Quarz und braunem Glimmer. Eklogit, ein Gemenge von Hornblende mit Granat und bisweilen mit Disthen und Kalkepidot (Zoisit).

3. Phyllit-Gruppe. Phyllit oder Urthonschiefer (auch Thonglimmerschiefer) nennt man kryptokrystallinische Schiefer von feinerdigem bis krystallinisch-glimmerigen Aussehen, welche den Uebergang bilden vom Glimmerschiefer zum klastischen Thonschiefer, mit sehr vielen Varietäten: Glimmer-Phyllit, Hornblende-Phyllit, Gneiß-Phyllit, Sericitschiefer, Chiastolithschiefer, Knoten-, Fleck-, Frucht-Schiefer.

4. Gruppe der einfachen krystallinischen Sediment-Gesteine. Quarzfels, körnige bis kryptokrystallinische Quarzfelsmasse; Kieselschiefer, schiefrige Quarzmasse mit Thon-, Eisenoxyd- oder Kohle-Beimengung (Lydit, Jaspis). Urkalk oder krystallinischer Kalk (krystallinischer Marmor, Statuenmarmor), häufig mit Beimengungen von Serpentin (Ophicalcit oder verde antico), Granat (Calciphyr), und Glimmer (Cipolin); Kalktuff oder Travertin, Kalksinter (Stalaktiten und Stalagmiten); krystallinischer Magnesit und körniger Dolomit, Graphit und Graphitschiefer, Steinsalz, Anhydrit, Gyps.

b. Die klastischen Sediment-Gesteine oder Trümmer-Gesteine.

1. Gruppe der Psephite. Breccien bestehen aus eckigen Bruchstücken anderer Gesteine, welche durch ein kalkiges, thoniges oder kieseliges Bindemittel verbunden sind, (Quarzbreccien, Gneiß-Breccien, Porphyrbreccien u. s. w.); Conglomerate aus abgerundeten Geschieben oder Geröllen, welche durch ein Bindemittel verbunden sind (Quarz-, Kalk-, Sandstein-Conglomerat, Nagelfluhe u. s. w.)

2. Gruppe der Psammite oder Sandsteine. Das Material der meisten Sandsteine besteht aus Quarzsand mit mehr oder weniger Glimmer-Beimengung. Nach der Beschaffenheit des Bindemittels unterscheidet man Kaolin-Sandsteine, thonige, kieselige, eisenschüssige, kalkige Sandsteine; Glaukonitsandstein (oder Grünsandstein) enthält grüne Körner von Glaukonit, Kohlen- und Asphaltsandstein mehr oder weniger Kohle oder Asphalt beigemengt. In der Regel bezeichnet man die Sandsteine nach den Formationen, in welchen sie vorkommen z. B. als Molasse-, Kreide- oder Quadersandstein, Keuper-, Bunt-, Rothliegend-Sandstein u. s. w., bisweilen auch nach Localitäten, wie Wiener-Sandstein, Karpathen-Sandstein u. s. w.

3. Gruppe der Pelite oder Thongesteine. Sie sind aus thonigem Schlamm erhärtete Gesteine. Nach dem Grad der Erhärtung unterscheidet man Thonschiefer, hart und steinartig, ausgezeichnet schiefrig, (Dachschiefer, Tafelschiefer, Griffelschiefer, Walzschiefer); Schieferthon, weicher, weniger aus-

gezeichnet schiefrig, an der Luft zerfallend, (bituminöser Schieferthon, Brandschiefer, Kohlenschiefer u. s. w.); Thon, Letten und Lehm in feuchtem Zustand mehr oder weniger plastisch. Tegel nennt man die plastischen Thone der Tertiärablagerungen bei Wien; Löss den kalkhaltigen Thon der diluvialen Ablagerungen. Mergel sind verschiedenartige Gemenge von Thon mit kohlensaurem Kalk oder kohlensaurer Magnesia (Kalkmergel, Thonmergel, dolomitische und sandige Mergel, hydraulischer Kalk).

4. Gruppe der vulkanischen Trümmergesteine: Vulkanische Tuffe und Conglomerate. Sie bestehen aus mehr oder weniger fest verbundenen Anhäufungen von vulkanischen Ausschleuderungsproducten und werden je nach der Natur des Gesteinsmaterials, aus dem sie gebildet sind, unterschieden in trachytische, basaltische, phonolitische Tuffe und Conglomerate. Bimssteintuff (Pausiliptuff von Neapel) besteht hauptsächlich aus Bimsstein. Trass ist ein Localname für die Bimssteintuffe im Laacher See-Gebiet am Rhein.

5. Gruppe der losen Trümmergesteine: Gebirgsschutt, Gesteinsgrus, Gerölle und Geschiebe, Sand (Edelsteinsand, Goldsand, Magneteisensand, Wüstensand, Dünensand), Silt (schlammiges Flußalluvium), Till (Gletscherschlamm).

B. Phytogene Sediment-Gesteine.

1. Gruppe: Anthracide oder fossile Kohlen. Anthracit (bitumenfreie Schwarzkohle), schwarz mit schwarzem Pulver, 85—96 Perc. Kohlenstoff, mit wenig Aschenbestandtheilen, mittlere Zusammensetzung 93 C, 4 H, 3 O; gemeiner A. sammtschwarz mit muscheligem Bruch und halb metallischem Glanz; graphitartiger A. eisenschwarz, abfärbend. — Schwarzkohle (Steinkohle, bituminöse Steinkohle), schwarz mit schwarzem Pulver, 75—85 Perc. Kohlenstoff mit mehr oder weniger Asche. Mittlere Zusammensetzung der aschenfreien Substanz 83 C, 5 H, 12 O. Varietäten von Schwarzkohle: Glanzkohle, Pechkohle, Rußkohle oder Faserkohle, Kännelkohle sehr bitumenreiche Pechkohle, Bogheadkohle ein mit Paraffin und bituminösen Stoffen getränkter Schieferthon mit 66 Perc. flüchtiger Stoffe und 24 Perc. Asche; Brettel- oder Plattenkohle. Nach der Structur auf dem Flötz unterscheidet man: Grobkohle, Schieferkohle, Grus- oder Mulmkohle; nach dem Verhalten im Feuer: Backkohle, Sinterkohle und Sandkohle. — Braunkohle, Farbe meist schwarz, aber Pulver braun, 47—77 Perc. Kohlenstoff, gewöhnlich mit viel Aschenbestandtheilen; mittlere Zusammensetzung der aschenfreien Substanz 75 C, 5 H, 20 O. Varietäten: Glanzkohle, Pechkohle, gemeine Braunkohle. — Lignit (holzige oder faserige Braunkohle), zeigt noch die Textur der vegetabilischen Substanz, aus der er gebildet wurde. Farbe und Pulver braun, 44—57 Perc. Kohlenstoff, gewöhnlich mit hohem Aschengehalt; mittlere Zusammensetzung der aschenfreien Substanz 67 C, 6 H, 27 O. Abarten: holzartiger L., Moorkohle, erdiger L., Wachskohle (Pyropyssit), Bastkohle, Papierkohle oder Blätterkohle. — Torf, mittlere Zusammen-

setzung der aschenfreien Torfsubstanz 60 C, 6 H, 34 O. Abarten: gemeiner T. oder Fasertorf, Pechtorf, Moostorf, Rasentorf, Heidetorf, Holztorf.

2. Gruppe: Kohlenwasserstoffverbindungen oder Bitumen. Asphalt (Judenpech), schwarze obsidianartige Masse von $1._2$ sp. G.; Bergwachs (Ozokerit), roth- oder grünlichbraun bis gelb, wachsartig weich; Bergtheer, dickflüssig schwarz; Steinöl (Petroleum oder Bergnaphta), flüssig gelb, braunroth, grünlichbraun von $0._7$ sp. Gew.

3. Gruppe: Kieselguhre oder Infusorienerden, magere weiße Erden aus den Kieselskeletten von Spaltalgen (Diatomaceen) bestehend.

C. Zoogene Sediment-Gesteine.

1. Gruppe: Kalksteine, und zwar dichter massiger und schiefriger Kalkstein (bunte Marmore), oolithischer K., erdiger Kalkstein oder Kreide, Korallenkalke, Muschelkalke.

2. Gruppe: Bonebed-Schichten, darunter versteht man Gesteinsschichten, welche vorwiegend aus Wirbelthierresten und zwar Knochen, Zähnen, Schuppen, fossilen Excrementen (Koprolithen) u. s. w. zusammengesetzt sind.

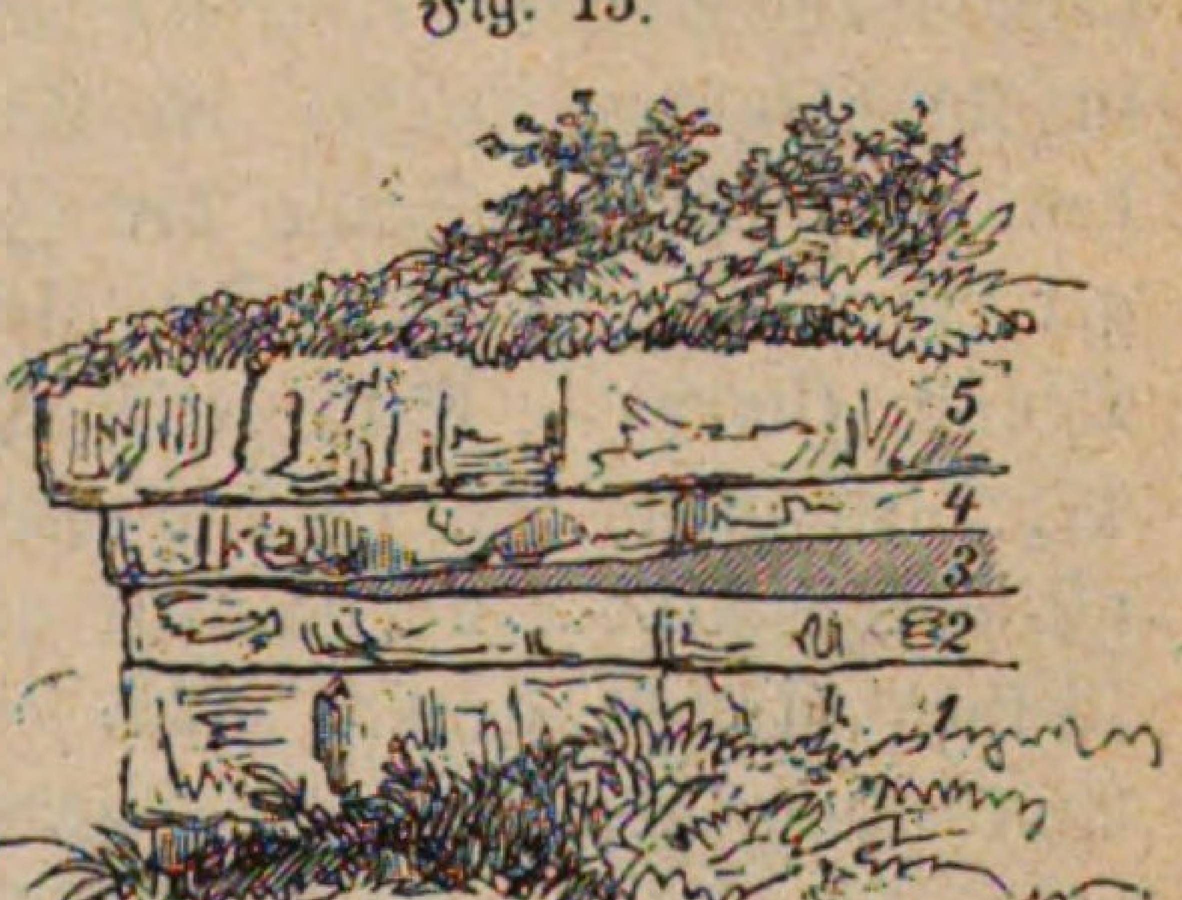
3. Gruppe: Guanoablagerungen oder Vogeldüngerschichten.

D. Die Dammerde.

Die Dammerde oder die Humuskrume (Ackerkrume) ist ein Gemenge von zersetzten Pflanzenstoffen mit den Zersetzungs- und Verwitterungsproducten der Gesteine.

Die Lagerungsformen der Gesteine oder der Gesteins-Verband. Man unterscheidet normalen Gesteins-Verband oder Auflagerung, und abnormen Gesteins-Verband oder durchgreifende Lagerung. Die Auflagerung kommt hauptsächlich bei Sediment-Gesteinen vor, indem ein Gebirgsglied oder eine Gesteins-Schichte ihre Stelle unmittelbar über einer andern einnimmt. Eine größere Anzahl von über einander liegenden Schichten nennt man ein Schichten-System, und die Dicke jeder einzelnen Schichte oder auch eines ganzen Systems, nennt man Mächtigkeit. Diejenigen Schichten, welche von den andern durch eine abweichende mineralische Beschaffenheit sich auszeichnen, (z. B. in Figur 13, Schichte 3) bezeichnet man als Lager oder Flötze z. B. Kalksteinlager im Gneiß, Kohlenflötze im Kohlensandstein u. s. w. Diejenige Schichte, welche über einer andern z. B. über einem solchen Flötze liegt (in Figur 13, Schichte 4), nennt man

Fig. 13.



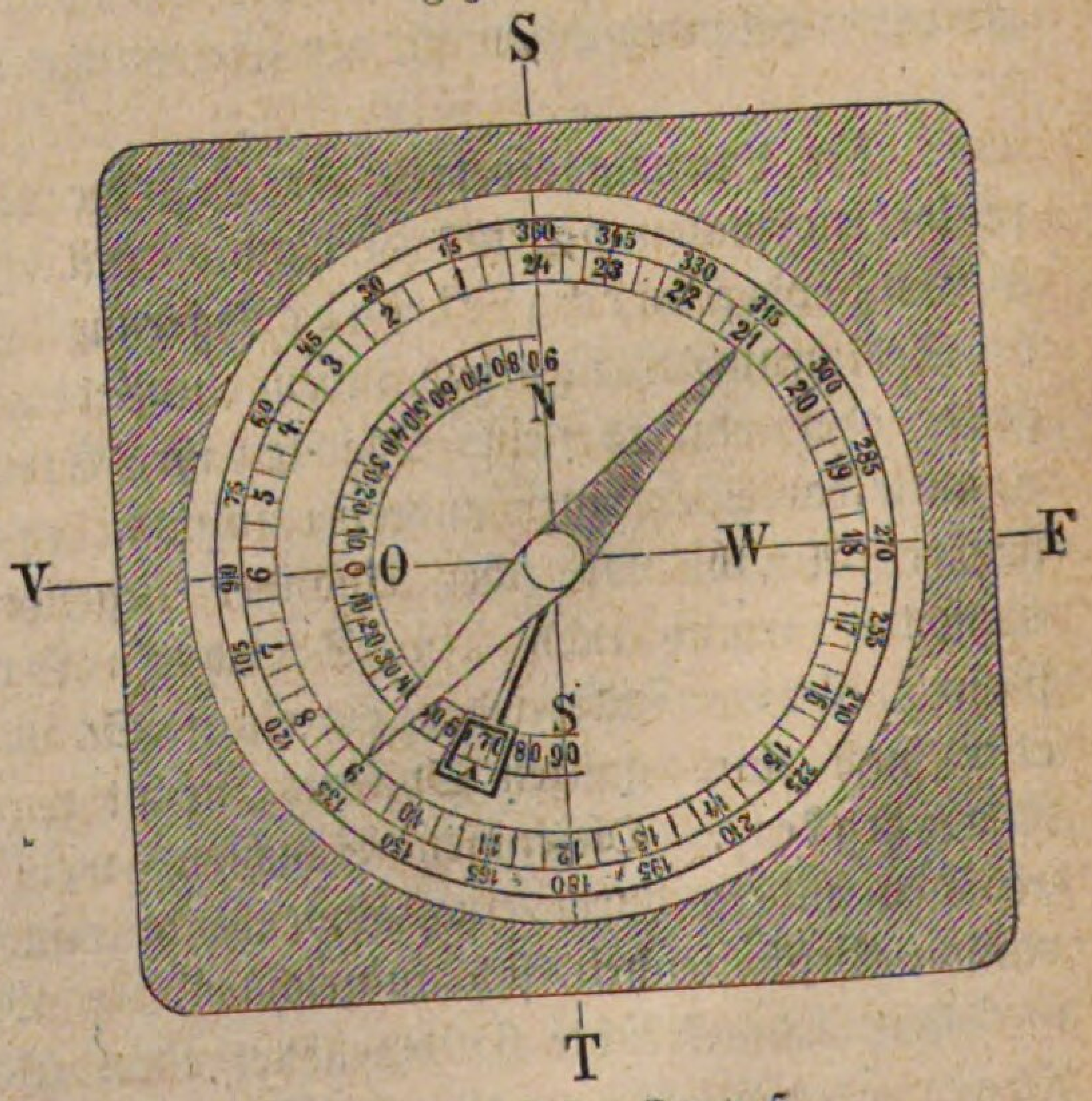
Schichtensystem.

nach der Bergmannssprache das **Hangende**, und die darunter liegende Schichte 2 das **Liegende** des Flötzes; ebenso heißen alle darüber liegenden Schichten **Hangend-Schichten**, alle darunter liegenden **Liegend-Schichten**. Gewöhnlich verlaufen die Schichten auf große Entfernung hin in ziemlich gleicher Mächtigkeit; nicht selten ändert sich aber dieselbe in wechselndem Abnehmen und Anschwellen. Wird eine Schichte, wie Schichte 3 in Fig. 13 nach einer Richtung hin fortwährend dünner, bis sie endlich, wo Liegendes und Hangendes zusammentreffen, ganz aufhört, so sagt man: **die Schichte keilt sich aus**. Viel häufiger endigt eine Schichte ohne Auskeilen durch plötzliches Absetzen an einem anderen Gesteine oder an der Erdoberfläche. Solche Endflächen der Schichten nennt man **Schichtenköpfe** oder das **Ausgehende** der Schichten.

Es ist die nothwendige Folge der Absatzbildung, daß die ursprüngliche Lage aller sedimentären Schichten nahezu eine horizontale gewesen sein muß; wo dieses nicht mehr der Fall ist, sondern die Schichten mehr oder weniger steil aufgerichtet erscheinen, ist dies die Folge späterer Störungen oder Dislocationen. Man bezeichnet Schichten mit gestörter Lagerung als **dislocirte** Schichten im Gegensatze zu den **nicht dislocirten** Schichten mit ungestörter horizontaler Lagerung.

Ueber die Richtung dislocirter Schichten oder ihre **geognostische Lage** gibt man sich Rechenschaft, indem man das Streichen und Fallen derselben bestimmt. Unter **Streichen** versteht man die Richtung einer auf der Schichtungs-Oberfläche gezogen gedachten horizontalen Linie gegen den Horizont oder gegen den Meridian des Beobachtungsortes. Den **Horizont** theilt man entweder ein in Grade von 0 bei Nord angefangen im Sinne der Zeiger einer Uhr über Ost (90°), Süd (180°), West (270°), bis Nord (360°); oder wie der Bergmann in 24 Stunden (zu je 15 Graden) ebenfalls im Sinne der Zeiger einer Uhr, so daß Ost gleich Stunde (hora) 6, Süd gleich St. 12, West gleich St. 18 und Nord gleich St. 0 oder 24 ist. Für geologische Zwecke genügt auch eine Eintheilung von Nord bis Nordost von 1 bis 45°, von Nordost bis Ost von 45° bis 1° und entsprechend in jedem Quadranten.

Fig. 14.

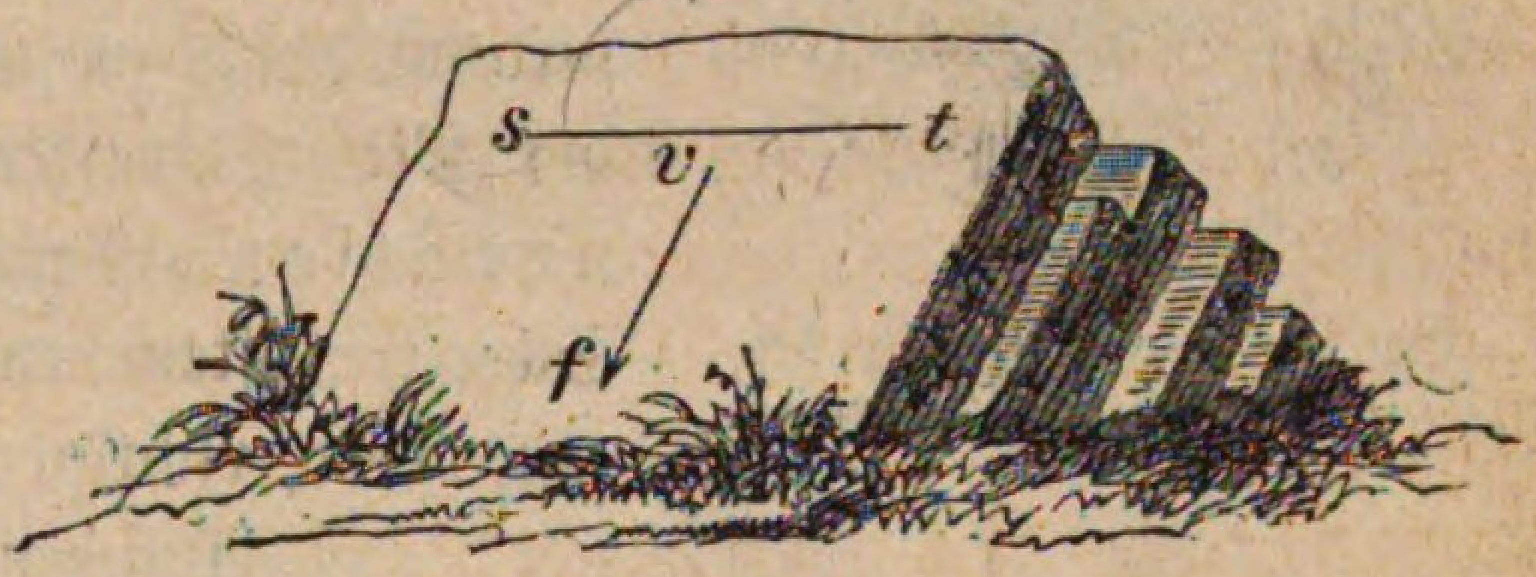


Bergmännischer Compaß.

Am bergmännischen Hand- oder Taschencompaß (Fig. 14), dessen man sich zur Bestimmung des Streichens bedient, geht die Eintheilung in umgekehrtem Sinne, weil die Cardinalpunkte Ost und West, um bei der Beobachtung eine directe Ablesung möglich zu machen, vertauscht sind. Stellt man das so eingetheilte Instrument, indem man es horizontal hält, mit seiner Nord-Südlinie der Streichungsrichtung (S—T) parallel, so spielen die Enden der Nadel auf diejenigen Stunden oder Grade ein, z. B. das blauangelaufene Nordende auf St. 21 (oder 315° d. h. Nordwest), das Südende auf St. 9 (oder 135°, d. h. Südost), nach welchen die Schichte streicht. Um aus dem beobachteten Streichen das wirkliche (oder reducirte) Streichen zu finden, ist noch die Declination der Magnetnadel in Rechnung zu bringen, indem man die derselben entsprechende Anzahl von Graden (1874 in Wien etwa 11° gegen West) von der beobachteten Anzahl abzieht. Die wirkliche Streichungsrichtung wäre also für obiges Beispiel St. 20, 4° (oder 304° oder W. 34° N.).

Unter Fallen (auch Einfallen oder Verflächen) einer Schichte versteht man deren Neigung gegen die horizontale Ebene, oder den Winkel, den eine in der Schichtungsfläche auf der Streichungslinie (s—t in Fig. 15) senkrecht stehende Linie (Falllinie v—f in Fig. 15) mit der horizontalen Ebene macht. Dieser Winkel wird mittelst des Klinometers, welches an der inneren Fläche des Compasses angebracht ist, gemessen. Da die Falllinie jederzeit senkrecht auf der Streichungslinie steht, so ergibt sich das Streichen auch aus der Beobachtung der Fallrichtung, zu welchem Zwecke man die Nord-Südlinie des Instrumentes parallel zur Fallrichtung hält und zwar so, daß der Nordpunkt des Kreises nach dem Einfallen der Schichtungsfläche gerichtet ist.

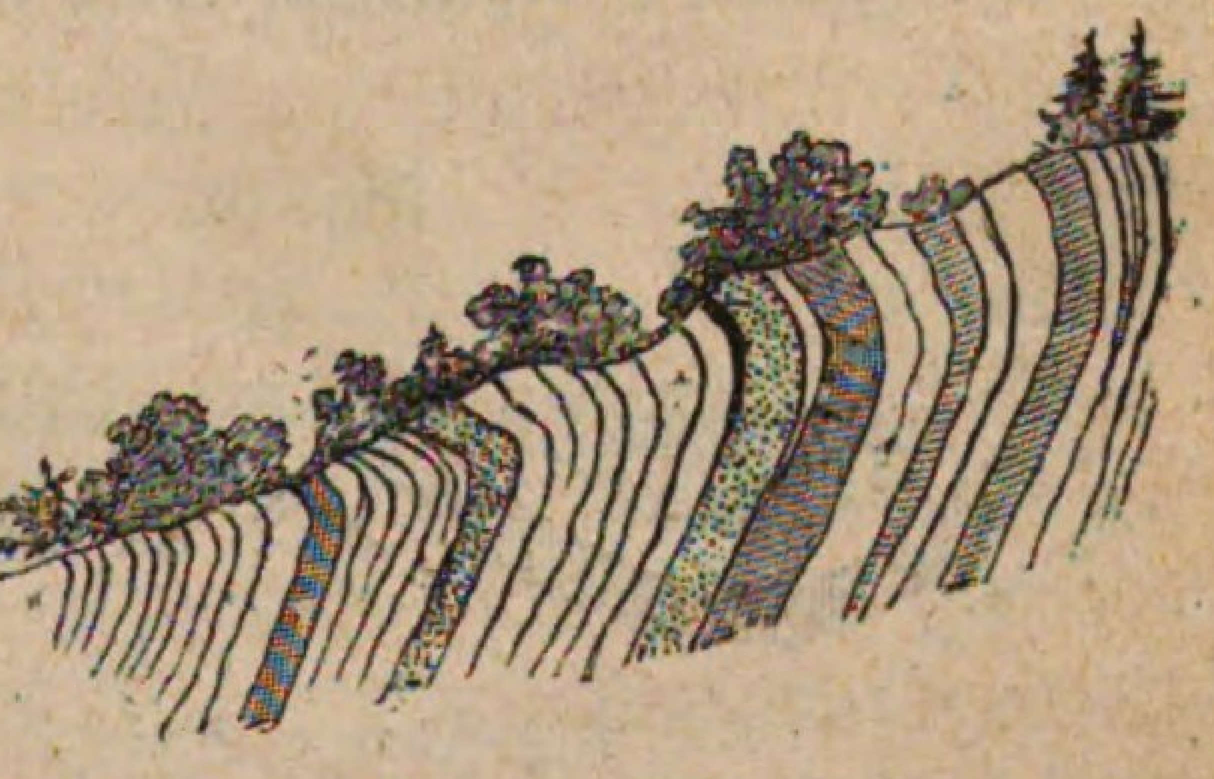
Fig. 15.



Streichen und Verflächen.

Schichten, die ein Verflächen von 0 bis 15° haben, nennt man schwebende Schichten, von 15 bis 45° flach fallende, von 45 bis 75° steil fallende und von 75 bis 90° saigere oder auf dem Kopf stehende Schichten. Sind die Schichten aus ihrer ursprünglich horizontalen Lagerung noch über die senkrechte Stellung nach der entgegengesetzten Richtung aufgerichtet, so daß das ursprünglich Liegende zum scheinbar Hangenden wird, so sagt man die Schichten sind übergekippt. Eine solche Ueberkippung läßt sich häufig an steilen Bergabhängen beobachten, in dem die Schichtenköpfe sich in der Richtung des Abhanges überbiegen (Fig. 16).

Fig. 16.



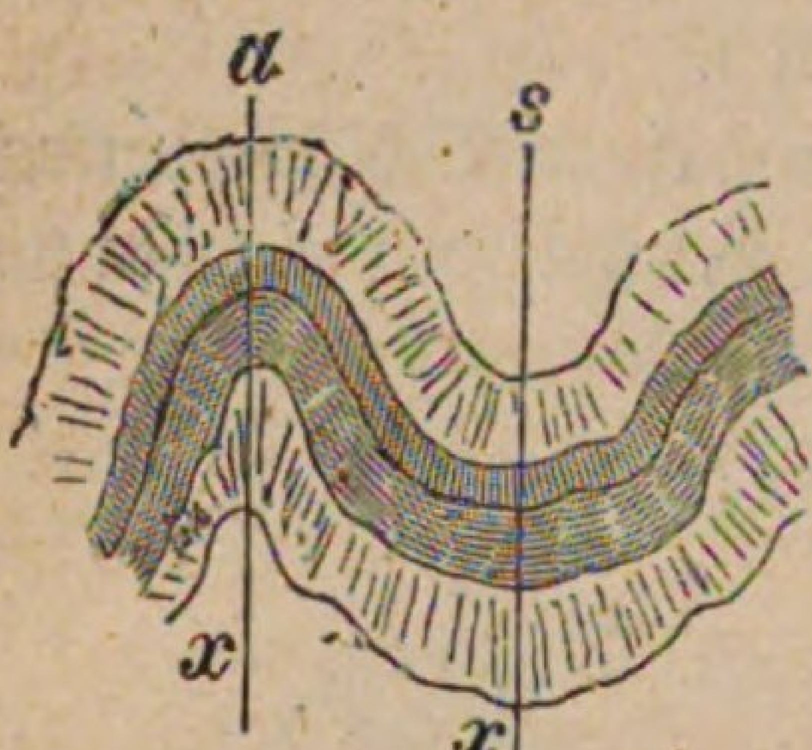
Ueberkippung.

Auf geologischen Karten wird das Streichen und Verflächen durch folgende Zeichen

angedeutet: —⊤ die Linie bezeichnet die Streichungsrichtung, der darauf rechtwinklig stehende Pfeil die Fallrichtung, während die Größe des Fallens in Graden neben den Pfeil geschrieben wird; ⟵⟶ bezeichnet saiger, —|— horizontal gelagerte Schichten. Ist die Karte nicht orientirt, so muß man zu der Streichungslinie die Stunde beisetzen.

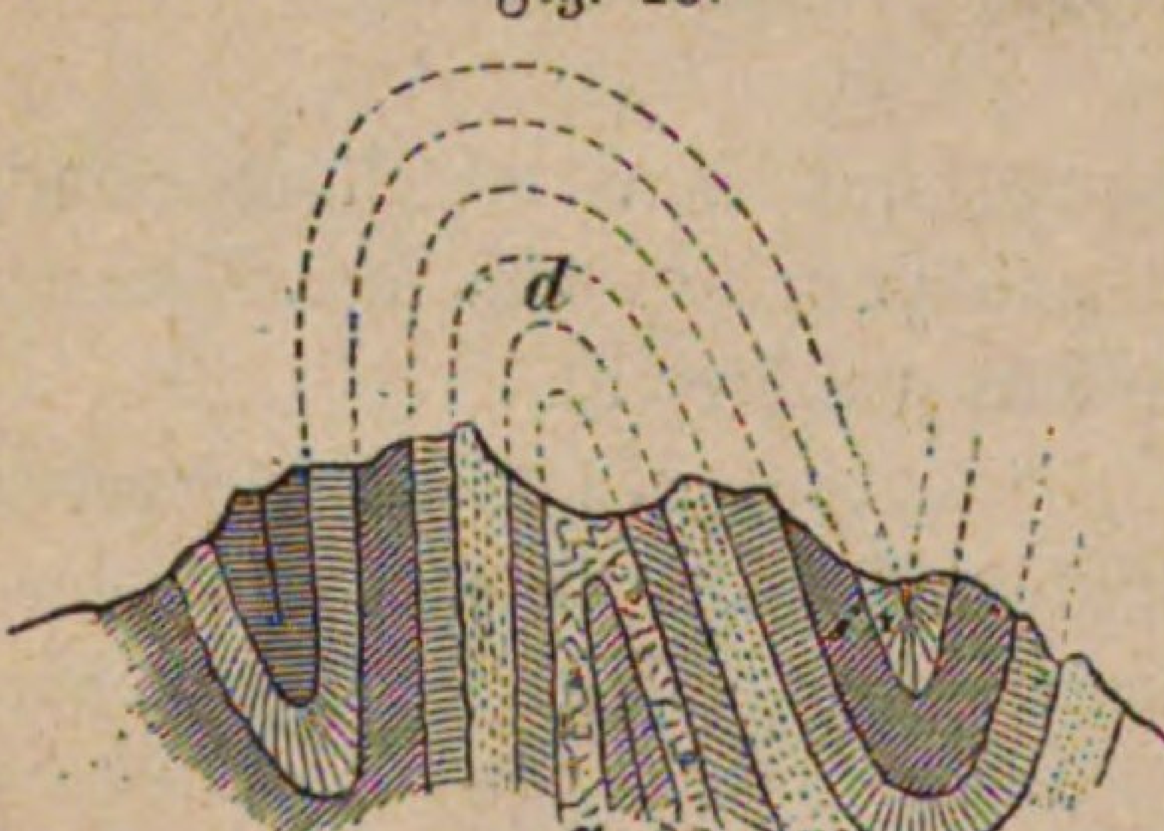
Verschiedene gegenseitige Lage der Schichten. Die Beobachtung der gegenseitigen Lage der Schichten führt zu dem Unterschiede von **concordanter** und **discordanter Lagerung**. Man sagt, die Schichten lagern **concordant** oder **übereinstimmend**, wenn sie parallel übereinander liegen, gleichgültig ob horizontal, geneigt oder gebogen (concentrisch). Gebogene Schichten sind entweder sattelförmig (**antiklinal**) und kuppelförmig (**periklinal**) gelagert, oder muldenförmig (**synklinal**) und beckenförmig (**centroklinal**). Häufig erscheinen Sättel und Mulden in ein und demselben Schichtensysteme so an einander gereiht, daß daraus eine wellenförmige Anordnung hervorgeht; und in diesen Biegungen und Faltungen sind die vorzüglichsten und gewaltigsten Motive zur Gebirgsbildung zu suchen, wie der später folgende Durchschnitt der Montblanc-Kette (Fig. 20) zeigt. In Folge von **Denudation** oder Abtragung der Oberfläche gefalteter Schichtensysteme entstehen sogenannte **Luftsättel** (Fig. 18), von deren richtiger Deutung sehr häufig das ganze Verständniß einer Schichtenreihe abhängt.

Fig. 17.



Bei a—x antiklinale, bei s-x synklinale Lagerung.

Fig. 18.



Luftsattel, d abgetragene Schichten.

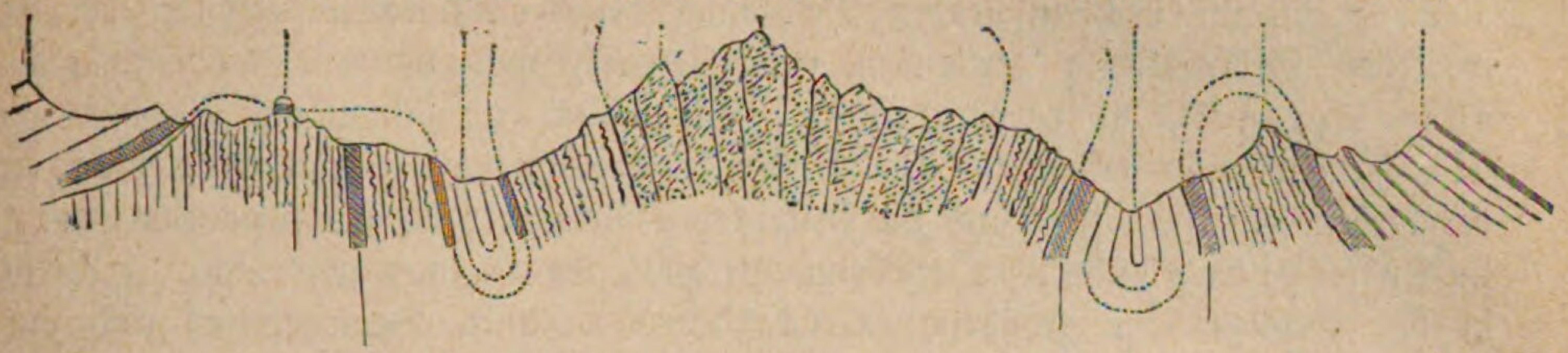
Liegen zwei Schichtensysteme nicht parallel übereinander, so liegen sie in **discordanter** (**nicht übereinstimmender**) Lagerung. Wenn also z. B. ein Schichtencomplex a (Fig. 19) geneigt liegt, und darüber eine zweite Reihe von Schichten b anders geneigt, während eine dritte Schichtenreihe c wieder horizontal lagert, so bezeichnet man diesen Fall als Discordanz der Schichten a, b und c. Es leuchtet ein, daß man aus diesem Verhältnisse Schlüsse auf das relative Alter der Störungen ziehen kann, welche einen Schichtencomplex betroffen haben, indem die Schichten a und b dislocirt worden sein müssen vor Ablagerung der Schichten c. Das bisher Gesagte läßt sich noch weiter erläutern an folgendem Durchschnitt durch den Gebirgsstock des Montblanc.

Fig. 19.



Discordante Schichten

Fig. 20.



Durchschnitt durch den Montblanc-Stock nach Favre. 1. Fächerförmig aufgerichtete Protogin-Bänke mit synklinaler Axe. 2. Krystallinische Schiefer. 3. Trias-Schichten. 4. Jura-Schichten.

Verwerfung oder Niveauverschiebung der Schichten. Häufig findet man, zumal beim Bergbau, wo man einzelnen Flötzen nachgeht, daß die Continuität des Schichten-Complexes, in welchem das Flötz lagert, durch einen Sprung oder eine Spalte unterbrochen ist. Mit solchen Spalten oder Sprüngen, deren Einfallen mit dem Einfallen oder Verflächen der Schichten übereinstimmend (rechtsinnig) sein

Fig. 21.

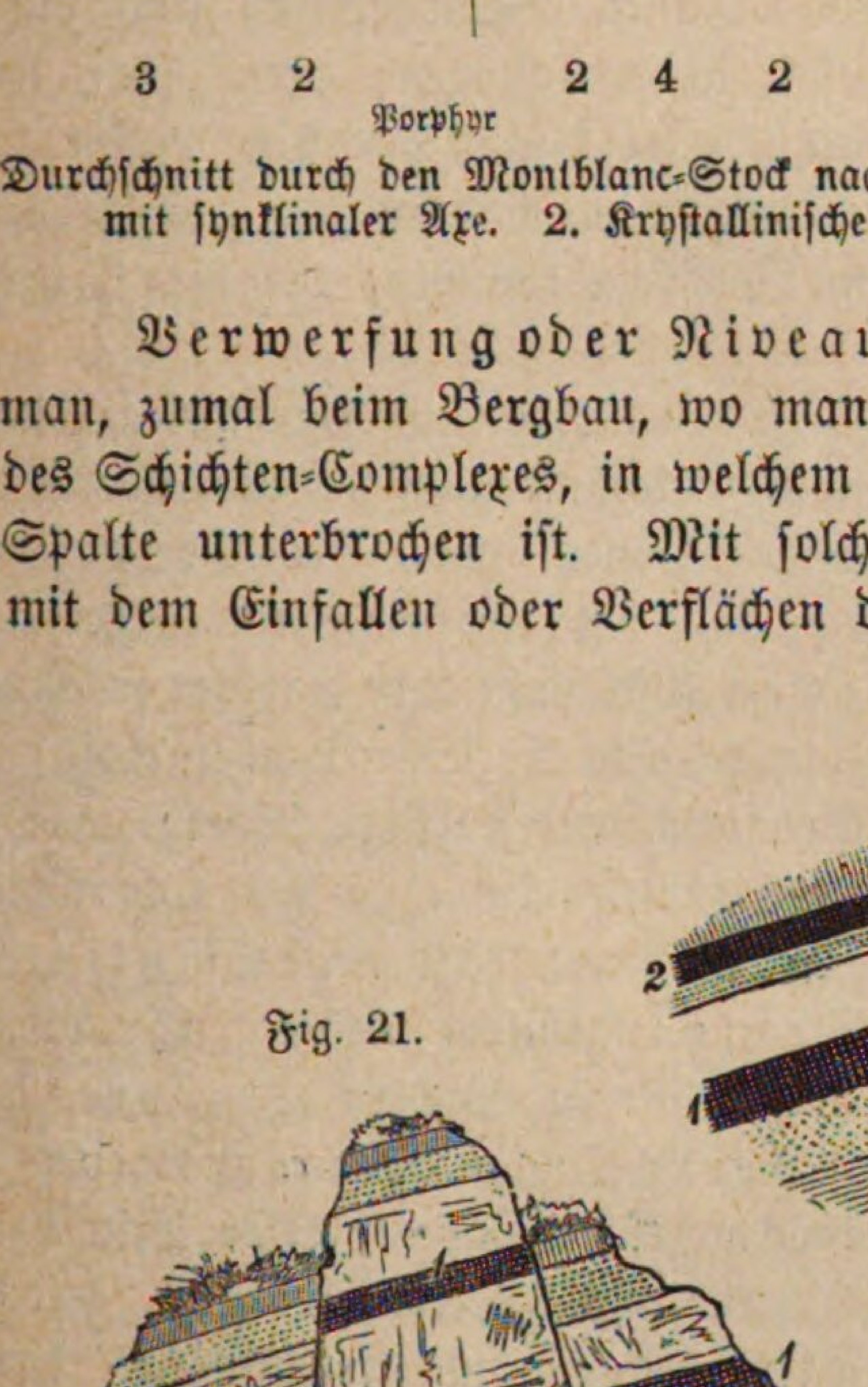


Fig. 22.

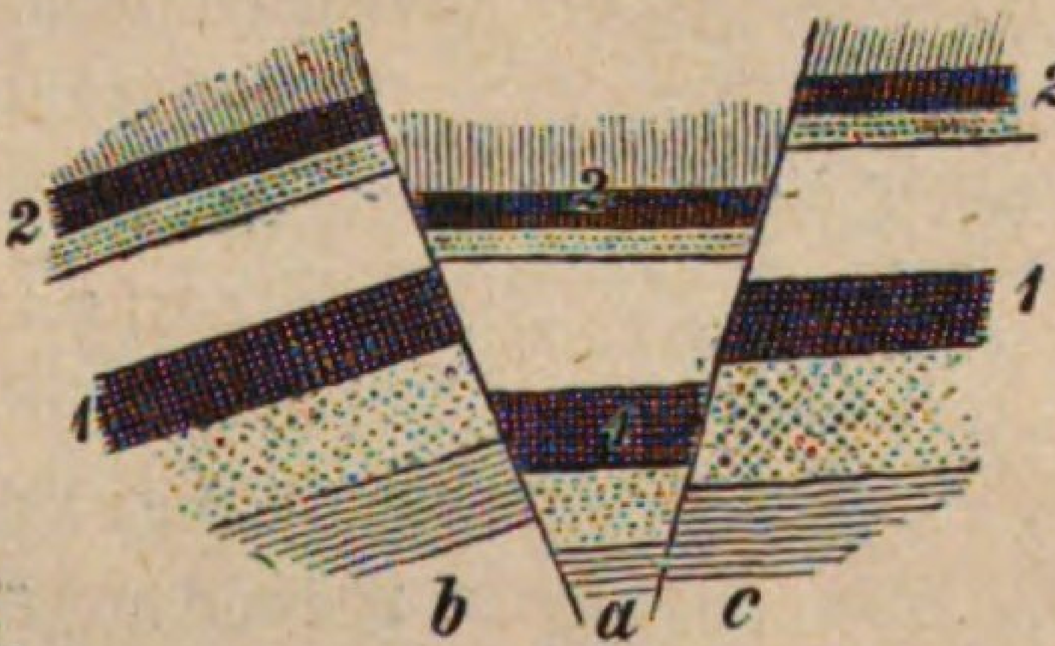
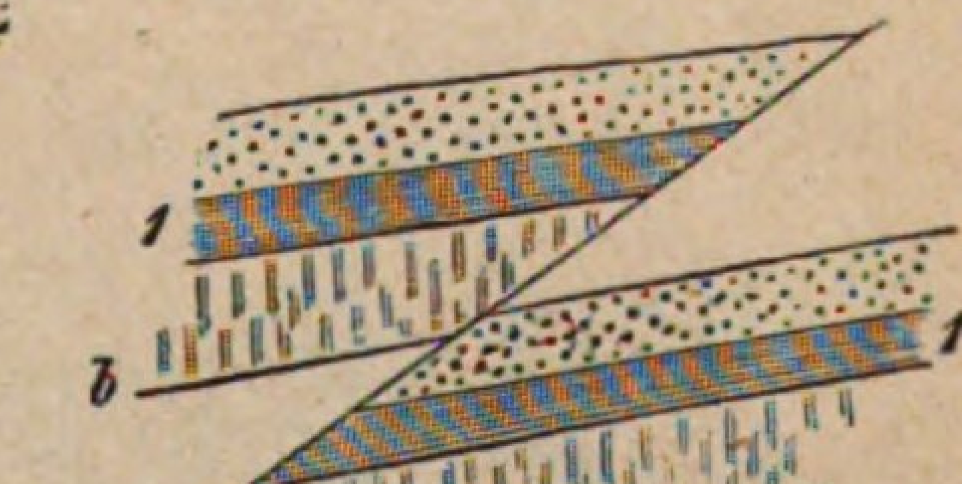


Fig. 23.

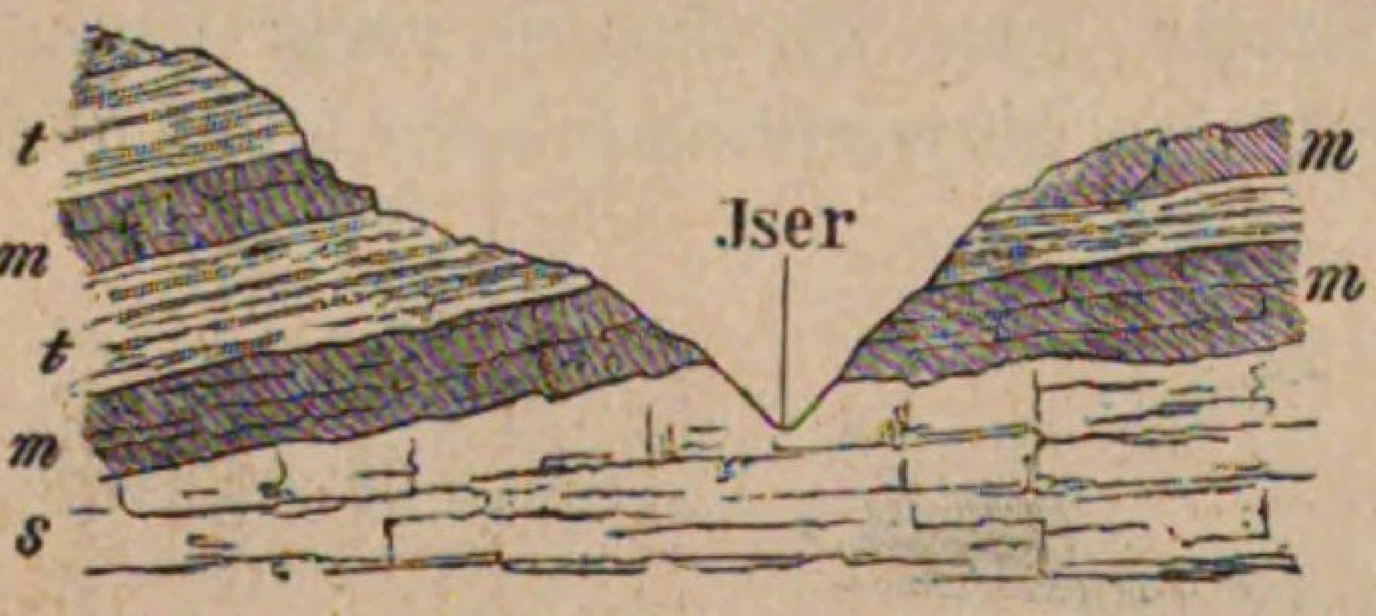


Verwerfungen.

kann oder nicht (widersinnig), ist gewöhnlich eine Niveauverschiebung der getrennten Theile verbunden, die man in der Bergmannssprache eine Verwerfung nennt. Dabei ist in der Regel der eine Gebirgstheil oder Flügel, und zwar der Hangendflügel, d. h. der Theil, welcher über der Verwerfungsspalte liegt (in Fig. 21 die beiden Flügel b und c, in Fig. 22 der mittlere Theil a) gegenüber dem Liegendflügel (in Fig. 21 der Flügel a, in Figur 22 die beiden Flügel b und c) gesunken

(normale Verwerfung), seltener (wie in Fig. 23 der Flügel b) gehoben (Ueberschiebung). In vielen Fällen sind die Spaltenwände in Folge der gegenseitigen Reibung, die mit der rutschenden Bewegung bei der Niveauverschiebung der verworfenen Gebirgstheile verbunden war, gestreift und polirt (Schliffflächen oder Spiegel), die hervorragenden Gesteinsstücke zermalmt, die Schichtenenden selbst gebogen und gestaucht. Die Größe der gegenseitigen Verschiebung kann sehr verschieden sein, sie wird durch die senkrechte Distanz der verworfenen Schichten gemessen (Sprunghöhe). Was beim Bergbau im Kleinen vorkommt, findet sich in den Gebirgen im großartigsten Maßstabe. Ganze Gebirgsketten sind durch Dislocationsspalten unterbrochen. So zieht sich in der Gegend von Wien, von Kalksburg über Baden bis gegen Gloggnitz eine Dislocationsspalte hin, welche die Kalkzone der Alpen abschneidet. Solche Dislocationsspalten sind häufig auch dadurch bemerkbar, daß auf ihnen warme Quellen zum Vorschein kommen, wie bei Vöslau, Baden u. s. w.

Fig. 24.



Durchschnitt des Isertbales bei Ober-Sitowa. s. Sandstein des Rothliegenden m. Melaphyr in Decken t. Thonschiefer des Rothliegenden.

Fig. 25.



Melaphyrgang bei Zderetz, nach oben deckenförmig sich ausbreitend.

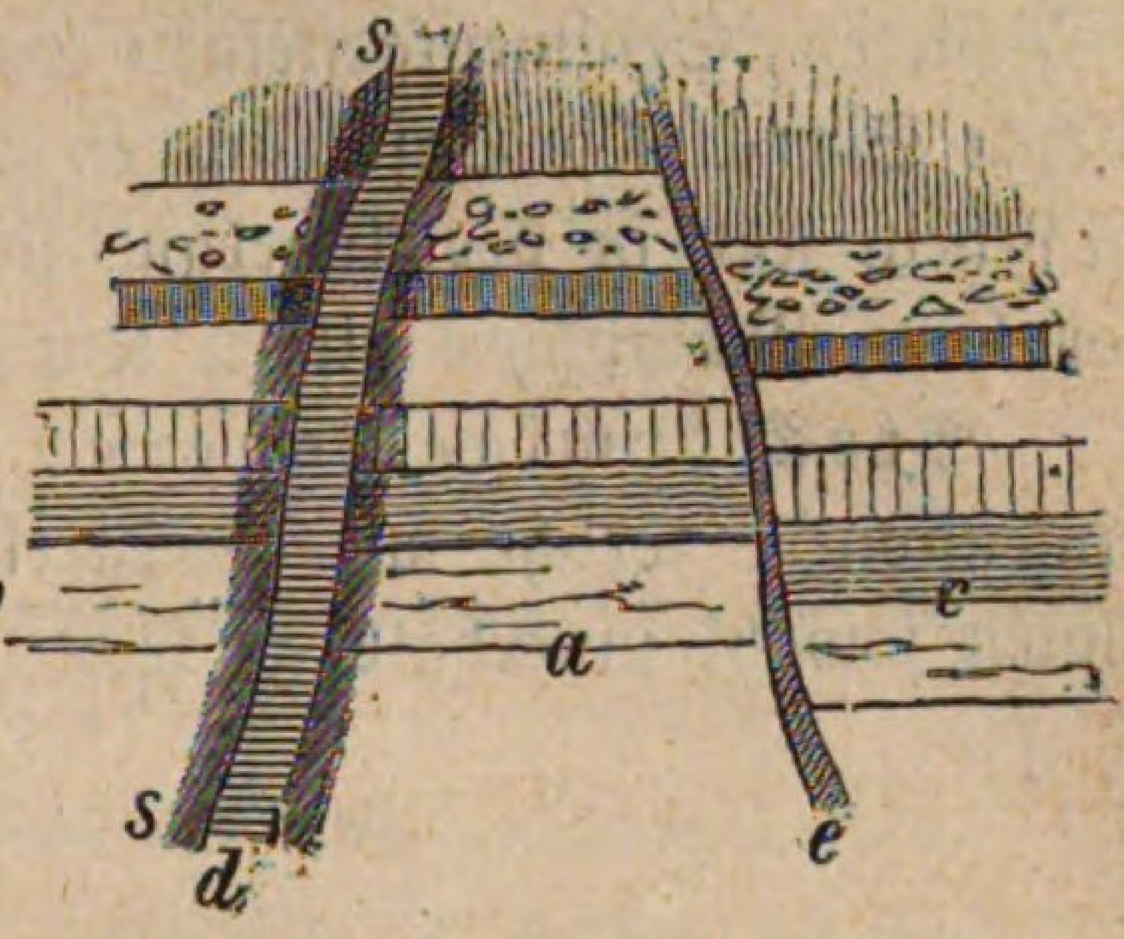
Das Verhältniß der Auflagerung (S. 22) kommt auch bei krystallinischen Massengesteinen vor, als deckenförmige und stromförmige Lagerung. Decken sind mehr oder weniger mächtige und ausgedehnte Ablagerungen massiger, ursprünglich feuerflüssiger Gesteine, welche sich bei der Eruption an der Oberfläche ausgebreitet und sogenannte Effusions-Schichten gebildet haben. So bildet der Porphyr in Sachsen eine Decke, die sich über 20 Quadratmeilen ausbreitet, in Böhmen gibt es an der Iser Effusions-Schichten von Melaphyr, auf Island von basaltischer und trachytischer Lava u. s. w. Solche Effusionsschichten müssen irgendwo durch einen gangförmigen Eruptionskanal mit der Tiefe zusammenhängen, wie das bei den böhmischen Melaphyren an einer Stelle bei Zderetz an der Pardubitz-Turnauer Eisenbahn sichtbar ist (Fig. 25).

Ströme sind aufgelagerte Gesteinsmassen, welche nach einer Richtung eine vorwaltende Ausdehnung zeigen. Beispiele: Lavaströme, Gletscherströme.

Durchgreifende Lagerung (abnormer Gesteinsverband) kommt bei plutonischen oder vulkanischen Gesteinen vor. Man versteht darunter jenes Lagerungsverhältniß, bei welchem eine Gesteinsmasse nicht über andern, sondern neben oder zwischen andern lagert, also gangförmig, kuppenförmig oder stockförmig auftritt.

Gangförmige Lagerung. Gänge sind Ausfüllungen von Spalten, welche ein festes Gestein durchsetzen. Sie stellen sich als mehr oder weniger plattenförmige, parallele Massen dar, welche sowohl die geschichteten als auch die massigen Gesteine unter den verschiedensten Winkeln durchschneiden können. Für die Lage und Ausdehnung der Gänge bedient man sich derselben Bezeichnungen, wie für die Schichten. Man spricht von Streichen, Fallen, Mächtigkeit, Hangendem und Liegendem der Gänge. Die Berührungszone einer Gangmasse mit dem Nebengestein nennt der Bergmann „*Saalband*".

Fig. 26.

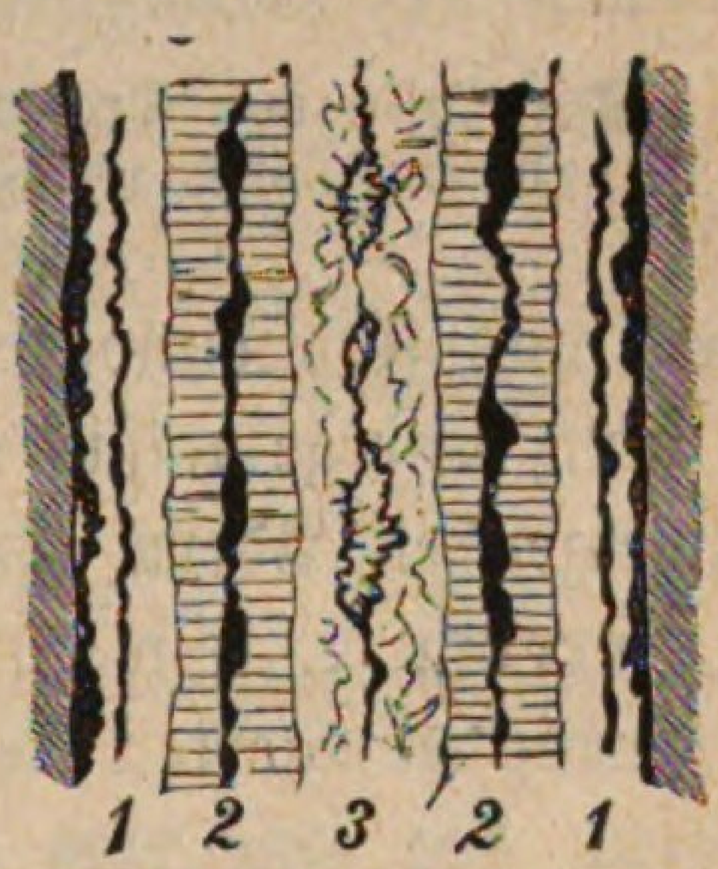


Gänge.
a das Liegende, b das Hangende, s das Saalband, e ein Verwerfer.

Wo Gänge geschichtete Gesteine durchsetzen, beobachtet man sehr häufig Verwerfungen, wie bei dem Gange e in Figur 26 dargestellt ist.

Nach dem Material, welches die Gänge ausfüllt, unterscheidet man *Gesteinsgänge* und *Erzgänge* oder *Erzadern*. Die Ausfüllungsmasse der Erzgänge besteht theils aus metallischen Mineralien, den *Erzen*, theils aus nichtmetallischen Mineralien, den *Gangarten* (Quarz, Kalkspath, Schwerspath, Flußspath, Bitterspath u. s. w.). Viele Erzgänge zeigen eine lagenförmige oder bandartige Zusammensetzung. Die Erze sind nämlich in einem oder mehreren dem Saalband parallelen Bändern, welche mit den Gangarten alterniren, angeordnet. Dabei treten, wie Fig. 27 zeigt, diese Bänder symmetrisch von beiden Saalbändern nach der Mitte des Ganges zu in derselben Reihenfolge auf. In der Mitte der Gänge verlaufen häufig *Drusenräume*, die mit Krystallen verschiedener Mineralien bekleidet sind.

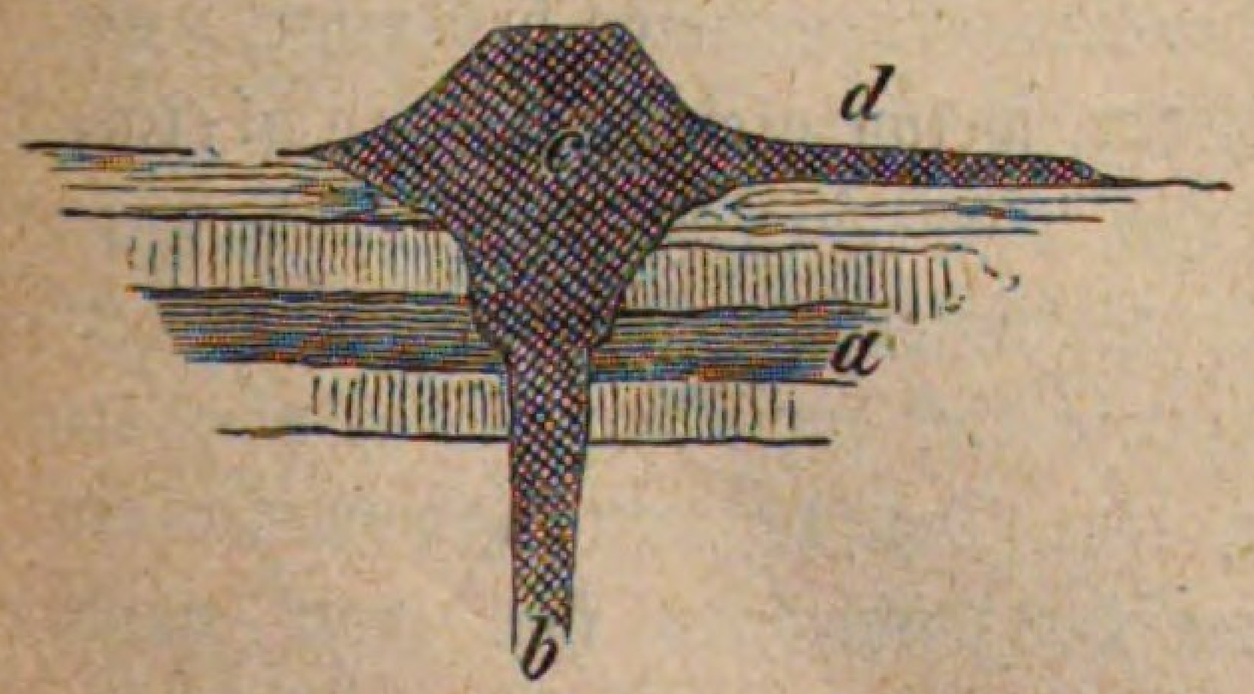
Fig. 27.



Erzgang mit bandartiger Structur.

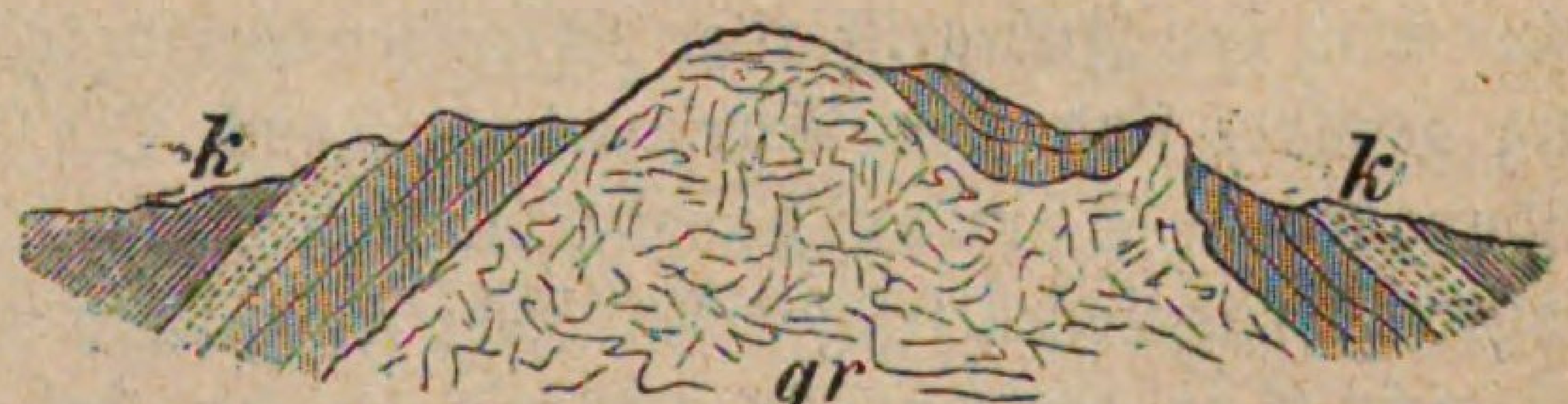
Kuppenförmige Lagerung kommt nur bei Eruptivgesteinen vor, deren Masse über der Ausbruchsöffnung eine kegelförmige, dom- oder glockenförmige An-

Fig. 28.



Kuppenförmige Lagerung.
c Kuppe. d Decke.

Fig. 29.



Stockförmige Lagerung.
gr Granit. k krystallinische Schiefer.

häufung bildet. Eine Bergkuppe in bloß topographischem Sinne kann auch aus geschichteten Sedimentgesteinen bestehen, dieß ist jedoch keine Kuppe im geognostischen Sinne. Die Basaltkuppen des böhmischen Mittelgebirges, des Siebengebirges am Rhein und in der Auvergne liefern Beispiele für kuppenförmige Lagerung. Auch Porphyre, Melaphyre bilden Kuppen.

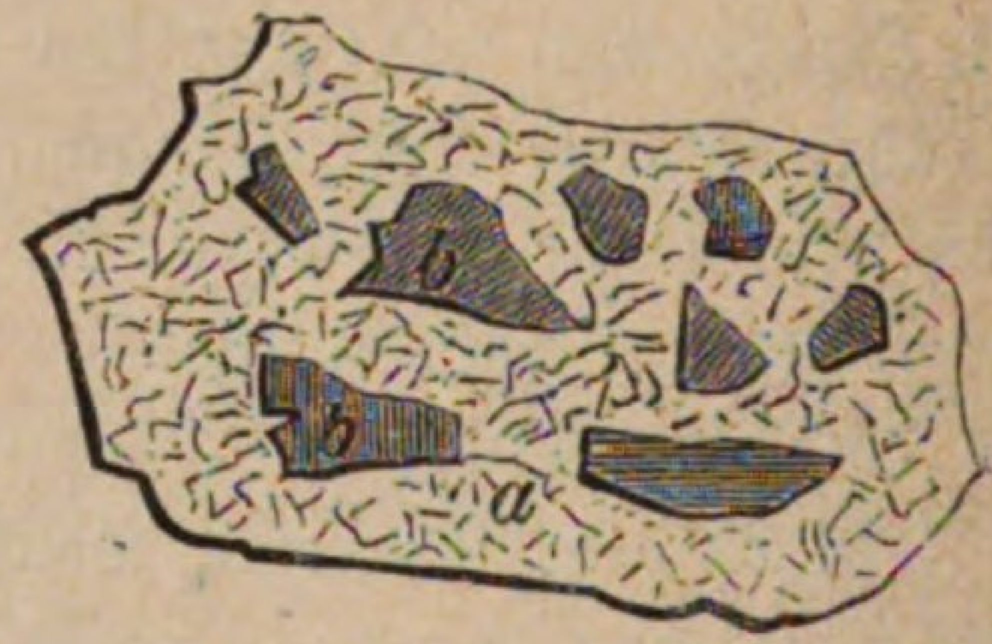
Stockförmige Lagerung (Fig. 29.). Stöcke sind Massen von bedeutenden Dimensionen, welche mit durchgreifender Lagerung das Nebengestein durchsetzen, sie können sowohl innerhalb geschichteter, als auch innerhalb massiger Gebirgsglieder auf-

Fig. 30.



Apophysen von Granit (a) in Hornblendeschiefer (b) im Carlsbader-Gebirge bei Sangerberg.

Fig. 31.



Einschluß eckiger Fragmente von Hornblendeschiefer (b) im Granit (a).

treten, und sind entweder von linsenförmiger oder von keilförmiger, elliptischer oder von ganz unregelmäßiger Gestalt. Die von den Stöcken in das Nebengestein sich verzweigenden Adern oder Gänge nennt man Apophysen (Fig. 30). Granit, Syenit, Porphyr u. s. w. kommen in Form von Stöcken vor; die eruptive Natur vieler stockförmig gelagerten Massen wird auch durch das häufige Vorkommen von Einschlüssen der von dem eruptiven Gestein durchbrochenen Gesteinsschichten bestätigt (Fig. 31).

Alter der Gesteine. Das absolute Alter der Gesteine läßt sich nicht bestimmen, sondern nur das relative oder gegenseitige Alter. Bei geschichteten Gesteinen in normaler Lagerung gibt die Auflagerung das Kriterium ab für das gegenseitige Alter, indem die unter einer andern liegende Schichte immer älter sein muß, als die aufgelagerte. Bei durchgreifender Lagerung gilt die Regel, daß das durchgreifende Gebirgsglied jünger ist, als alle Gebirgsglieder, welche durchsetzt werden. Nach diesen Kriterien hat man das relative Alter der geschichteten und der Eruptiv-Gesteine bestimmt, und indem man den Inbegriff aller derjenigen Gebirgsglieder, welche gleichzeitig und gleichartig gebildet sind. eine Formation (auch System, oder mit Rücksicht auf den Bildungsraum Terrain) nennt, die Altersfolge der Sediment-Formationen und der Eruptiv-Formationen festgestellt. Jede Formation repräsentirt somit einen besonderen Zeitabschnitt in der Entwicklungsgeschichte der Erde, eine Gruppe von Formationen aber eine Periode. Analog der Geschichte des Menschengeschlechtes hat man auch die Geschichte der Erde in fünf große Perioden oder Weltalter eingetheilt: in Urzeit, Alterthum, Mittelalter, Neuzeit und Jetztzeit. Diese Weltalter werden mit Rücksicht

auf den Entwicklungsgang des organischen Lebens auf der Erde, wie er sich aus den in den Sediment-Formationen eingeschlossenen organischen Resten darstellt, auch als prozoische, paläozoische, mesozoische, känozoische und anthropozoische Periode unterschieden, und wir erhalten demnach folgende Reihenfolge und Gruppirung der Sediment- und Eruptiv-Formationen.

A. Sediment-Formationen.

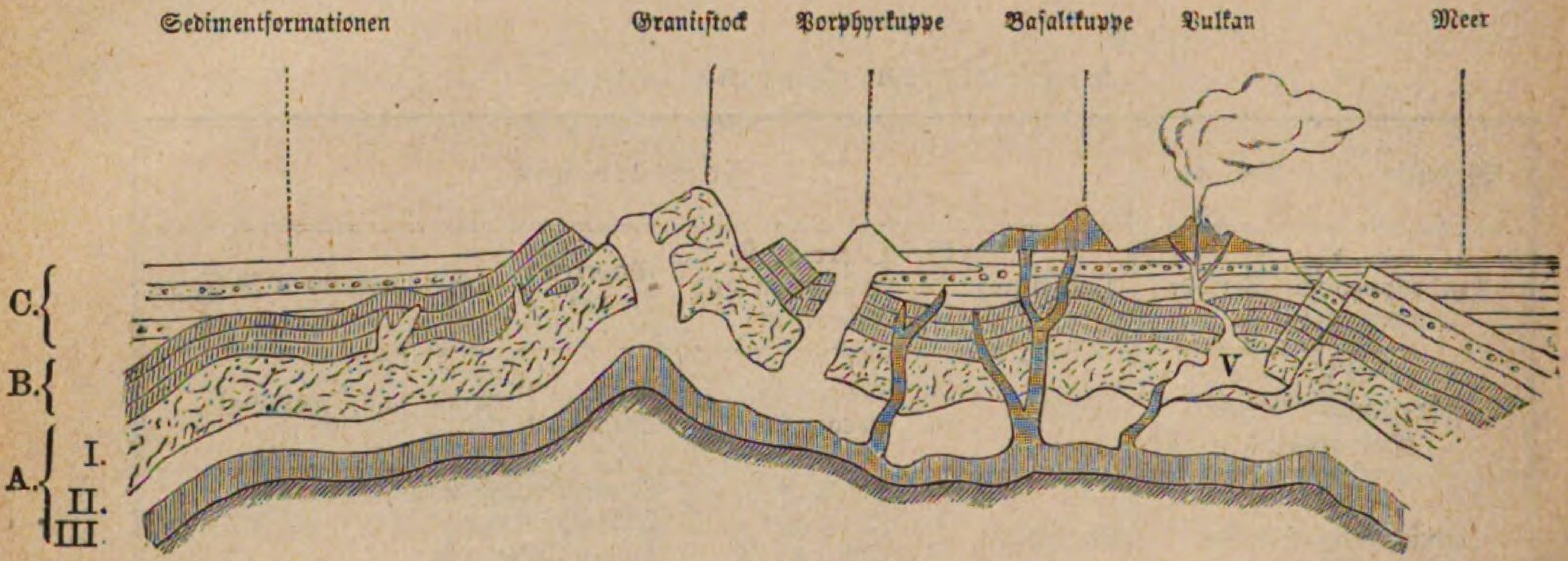
Weltalter oder Perioden	Formationen		
V. Anthropozoische Periode oder Jetztzeit	Quartäre	12. Quartär F. (Alluvium und Diluvium)	jüngeres } aufgeschwemmtes Gebirge älteres
IV. Känozoische Periode oder Neuzeit	Tertiäre	11. Neogen F. 10. Eocän F.	jüngeres } Braunkohlen-Gebirge älteres
III. Mesozoische Periode oder Mittelalter	Secundäre	9. Kreide F. 8. Jura F. 7. Rhätische F. 6. Trias F.	Quadersandstein-Gebirge Oolith-Gebirge Dolomit-Gebirge Salz-Gebirge
II. Paläozoische Periode oder Alterthum	Primäre	5. Dyas F. 4. Steinkohlen F. 3. Devonische F. 2. Silurische F.	Kupfer-Gebirge Steinkohlen-Gebirge jüngeres } Uebergangs-Gebirge oder älteres } Grauwacken-Gebirge
I. Prozoische Periode oder Urzeit		1. Primitive F.	Urgebirge oder krystallinisches Schiefer-Gebirge

B. Eruptiv-Formationen.

Perioden		Formationen	Gesteine
III. Känolithische Per.	vulkanisch	7. Jüngere Trachyt und Basalt F.	Basaltlaven Rhyolitlaven (Perlit, Obsidian, Bimstein) Trachytlaven Andesitlaven
II. Mesolithische Per.	vulkanisch	6. Jüngere Porphyr F. oder ältere Trachyt und Basalt F.	Dolerit und Basalt Trachyt Propylit (Dacit, Grünstein-Trachyt)
	plutonisch	5. Jüngere Grünstein F.	Gabbro, Olivinfels, Serpentin
	plutonisch	4. Jüngere Granit F.	Banatit (Ditroit), Protogin oder Alpengranit (Centralgneiß)
I. Paläolithische Per.	plutonisch	3. Aeltere Porphyr F.	Melaphyr, Augitporphyr Felsitporphyr, Phorphyrit
	plutonisch	2. Aeltere Grünstein F.	Diabas und Gabbro Diorit, Glimmerdiorit
	plutonisch	1. Aeltere Granit F.	Syenit Granit (Granitit)

Das gegenseitige Verhältniß, in welchem diese Formationen an dem Aufbau der festen Erdrinde theilnehmen, soll der folgende *ideale Durchschnitt* anschaulich machen.

Fig. 32.



Idealer Durchschnitt der festen Erdrinde.

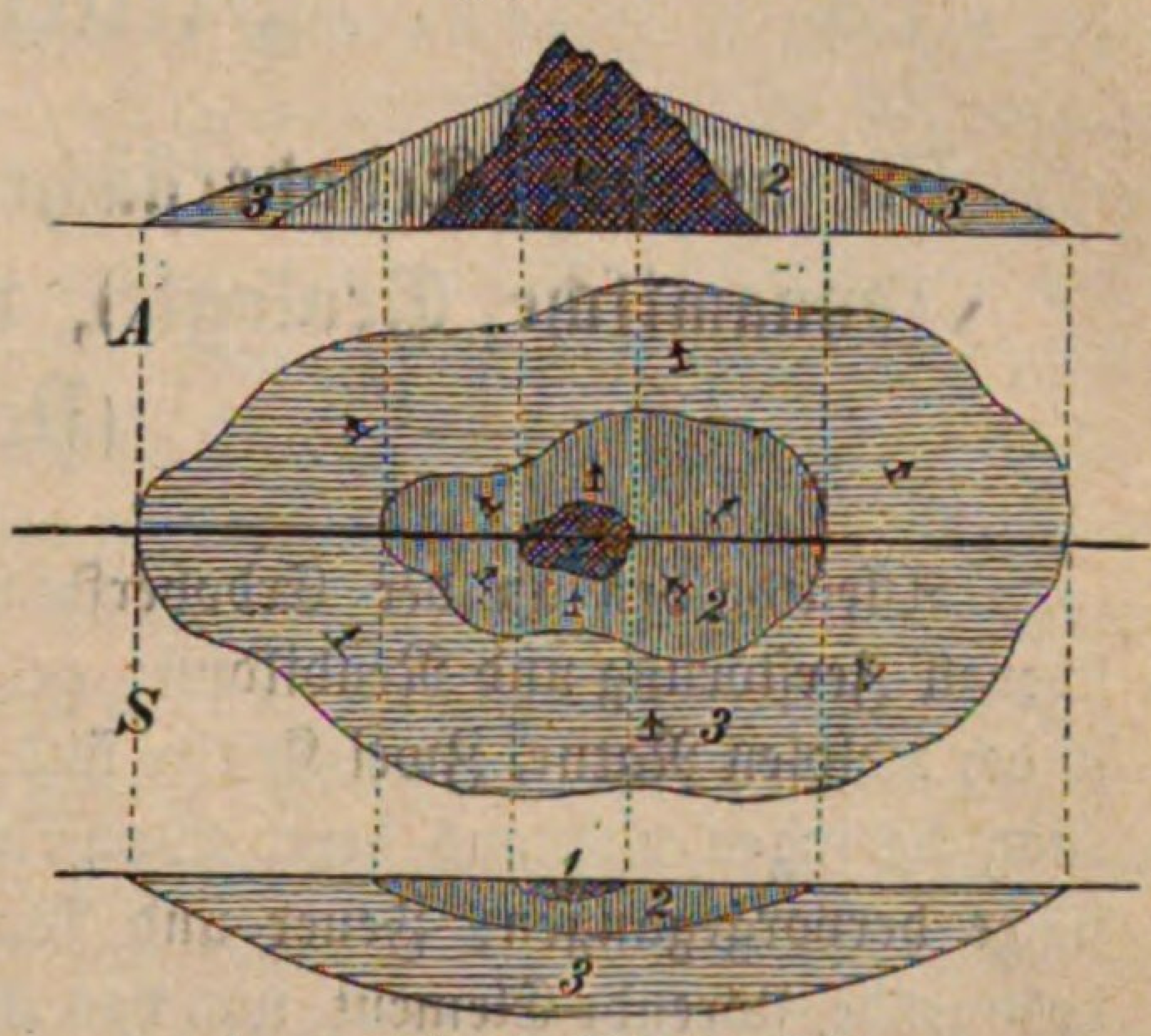
A. Krystallinische Massengesteine (Eruptivformationen). I. Poläolithe, II. Mesolithe, III. Känolithe; ihre Grenze nach dem Erdinnern gibt der Schmelzpunkt bei einer Temperatur von ungefähr 2000° C. B. Krystallinische Schiefergesteine (Primitivformation). C. Klastische Sedimentgesteine (Paläozoische, Mesozoische, Känozoische und Anthropozoische Formationen). V. Vulkanischer Herd.

Geologische Karten und Durchschnitte. Obiger *ideale* Durchschnitt zeigt, daß die feste Erdrinde nicht aus parallel über einander liegenden Schalen zusammengesetzt ist, etwa wie eine Zwiebel, deren oberste Schale alle unteren verdeckt, sondern daß in Folge der Dislocationen der geschichteten Gesteine und der Durchbrüche von Massengesteinen, die mannigfaltigsten und verschiedenartigsten Gesteine an der Oberfläche schollenförmig neben einander auftreten. Die Oberfläche der Erde gleicht daher einer Mosaik, deren Zusammensetzung die geologischen Karten wiederzugeben versuchen, während die geologischen Durchschnitte oder Profile die inneren Structurverhältnisse zur Vorstellung bringen sollen, durch welche die äußeren Formverhältnisse der Oberfläche zum größten Theile bedingt sind.

Auf den *geologischen Karten* sind die verschiedenen Formationen, und bei Karten von größerem Maßstabe und entsprechendem Detail auch die Formationsglieder oder einzelne Gesteinsarten durch besondere Farben in der Verbreitung, in welcher sie an der Oberfläche erscheinen, bezeichnet. In der Wahl der Farben herrscht zwar viel Willkür, doch folgt man soweit gewissen Grundsätzen, daß man in der Regel die ältesten krystallinischen Bildungen durch rothe (Carmin) Farbentöne, die paläozoischen Formationen durch dunkleres Braun, Grau, Violett u. s. w., die mesozoischen durch Blau und Gelb in verschiedenen Nüancen, die känozoischen durch grüne und die jüngsten Bildungen durch die lichtesten Farbentöne bezeichnet. Vulkanische Bildungen werden durch intensiv rothe, oder durch schwarze und dunkelgrüne Farben hervorgehoben.

Zum Verständniß der gegenseitigen Lagerung der Formationen und Gesteine wird diese Lagerung entweder durch die conventionellen Zeichen für Streichen und Verflächen (S. 26) bloß angedeutet oder noch besser durch geologische Durchschnitte senkrecht auf die Streichungslinie dislocirter Schichten erläutert und anschaulich gemacht. Denn es läßt sich leicht einsehen, daß ein und dasselbe Bild einer Reihe von Schichten auf der geologischen Karte ganz verschieden gedeutet werden muß, je nachdem diese Schichten z. B. antiklinal oder synklinal lagern. Im ersten Falle (Fig. 33, A) wird 1 der Karte die älteste Gebirgsmasse sein, die den Kern oder die Insel bildet, um welche sich die jüngeren Formationen 2 und 3 mantel- und gürtelförmig herumlagern, in ähnlicher Weise wie die Niveaulinien gleicher Meerestiefe die Küstenränder in der Darstellung der Seekarten umgeben. Dieser Vergleich gestattet auch noch eine weitere Anwendung, insofern als in der That die Ränder der Formationen 1 und 2 bei Sediment-Formationen einstmalige Küstenlinien bezeichnen, unter der Voraussetzung der unveränderten Lage des Meeresspiegels und der Erhebung des Festlandes von Stufe zu Stufe während der Bildung dieser Formationen.

Fig. 33.



A. antiklinale Schichtenstellung.
S. synklinale Schichtenstellung.

Im zweiten Falle bei synklinaler Lagerung (Fig. 33, S) wird 1 der Karte die jüngste Formation sein, und als letzte Ausfüllung eines ursprünglich viel ausgedehnteren Wasserbeckens erscheinen, in welchem sich in früheren Perioden die Formationen 2 und 3 abgesetzt haben. Es ist dabei klar, daß die oberste also jüngste Formation 1 unter allen die geringste Verbreitung in horizontaler Richtung besitzt, und jede darunter folgende Formation, wenngleich gegenwärtig nur als mehr oder weniger breites Band an der Oberfläche erscheinend, einen immer größeren Flächenraum einnimmt, indem sie sich unter den aufgelagerten Formationen von Rand zu Rand fort erstreckt. Geognostische Karten von größeren Ländergebieten oder von ganzen Continenten geben daher auch Aufschluß über die Ausdehnung und Verbreitung der Meeresbecken und des Festlandes in den verschiedenen Perioden der Entwicklungsgeschichte der Erde.

Dritter Abschnitt.

Die an der Erdoberfläche verändernd wirkenden Kräfte (dynamische Geologie), und die Bildung der Gesteine (Petrogenie).

Allenthalben an der Erdoberfläche tritt uns ein ewiger Wechsel der Dinge, überall Zerstörung und Neubildung entgegen, nicht blos in der lebenden, sondern auch in der leblosen Natur. Zwei Kräfte sind es vor allen andern, welche diese stete Veränderung bedingen und aus deren Wechselwirkung die gesammte Gestaltung der Erdoberfläche hervorgegangen: Feuer und Wasser, oder der Vulkanismus das empordrängende, störende Element, und das Wasser das ausgleichende nivellirende Element. Der Wege ihrer Wirksamkeit sind viele, und gerade die unscheinbarsten und verborgensten sind es, welche im Laufe unendlich langer Zeiträume den bedeutendsten Einfluß ausgeübt haben. Zu jenen beiden Kräften gesellt sich als ein drittes Agens in der Bildungsgeschichte der Erde das Leben.

1. Der Vulkanismus der Erde.

Vulkane, Erdbeben, Hebungen und Senkungen des Bodens, Entstehung der Gebirge, das Erdinnere.

Alex. v. Humboldt definirt den Vulkanismus der Erde als eine Reaction des Innern unseres Planeten gegen seine Oberfläche. Diese Reaction äußert sich in einem Erbeben und Erzittern der Erdoberfläche, die von unten erschüttert wird, die sich hebt oder senkt, bald ruckweise und plötzlich, bald ununterbrochen und kaum bemerkbar im Laufe von Jahrhunderten; sie äußert sich in Unheil verkündenden Schallphänomenen, in dumpfem unterirdischem Getöse, Rollen und Donnern, und sie äußert sich in verheerenden Eruptionserscheinungen, in dem Hervorbrechen von gasförmigen und tropfbaren Flüssigkeiten, von heißem Wasserdampf, von heißem Schlamm und glühender feurigflüssiger Gesteinsmasse. Wenn man täglich Nachricht von dem Zustande der ganzen Erdoberfläche haben könnte, so würde man sich wahrscheinlich überzeugen, daß die Erdoberfläche ununterbrochen solchen Reactionen des Erdinnern unterworfen ist.

Vulkane. Unter Vulkanen versteht man Berge, an welchen Eruptionserscheinungen wahrgenommen werden. Die Oeffnung am Gipfel oder an der Seite der

Vulkane, durch welche die Communication des vulkanischen Herdes mit dem Luftkreis stattfindet, heißt der *Krater*, und die festen oder feurigflüssigen Gesteinsmassen, welche ausgeworfen werden und aus dem Krater fließen, nennt man *Lava*.

Thätige und erloschene Vulkane, Periodicität vulkanischer Ausbrüche. Die Eruptionserscheinungen bei thätigen Vulkanen treten periodisch auf. Perioden der vollen oder der theilweisen Thätigkeit sind unterbrochen von Perioden vollständiger Ruhe, während welcher kein Unterschied wahrzunehmen ist zwischen einem thätigen und einem erloschenen Vulkan; der sonst thätige Vulkan erscheint als erloschen und unterscheidet sich von dem wirklich erloschenen nur dadurch, daß dieser Zustand ein vorübergehender ist. Bei mäßiger Thätigkeit nimmt man nur Gasexhalationen wahr, namentlich Ausströmen von Wasserdampf, der über dem Gipfel des Berges weiße Wolken bildet: der Vulkan *dampft*. Die ungewöhnliche Thätigkeit ist durch Ausbrüche nicht bloß gasförmiger, sondern auch glühender fester oder feuerflüssiger Stoffe bezeichnet: der Vulkan *raucht* und *speit Feuer*. Diese Ausbrüche wiederholen sich nach kürzeren oder längeren Zeitintervallen, und gerade die *Periodicität* ist ein Hauptmerkmal der vulkanischen Thätigkeit. Die Perioden der Ruhe sind jedoch bei den einzelnen Vulkanen äußerst verschieden. Der 3200 Meter hohe *Aetna* macht gewöhnlich Pausen von 10—12 Jahren, bricht also verhältnißmäßig nur selten aus. Weit mehr Leben entwickelt der benachbarte nur 560 Meter hohe *Stromboli*. Man hat vom Stromboli Nachrichten seit 2000 Jahren, und seit dieser Zeit ist wohl keine Viertelstunde verflossen, in welcher sein Krater nicht Rauch- und Aschenwolken ausgestoßen hätte. Wieder anders ist es beim *Vesuv*, dessen Geschichte man gleichfalls seit 2000 Jahren kennt. Dieser galt bis zu dem furchtbaren Aschen-Ausbruch im Jahre 79 n. Chr., bei welchem Herculanum und Pompeji verschüttet wurden, für erloschen. Nach dieser Eruption blieb er in Thätigkeit, aber mit verschieden großen Pausen. Vor 1631, der zweiten großen Eruption, war er fast 300 Jahre lang ruhig. Seither macht er kürzere Pausen von 3—4 Jahren.

Anzahl der thätigen Vulkane. Alex. v. Humboldt hat sich der mühevollen Arbeit unterzogen, alle Vulkane zu zählen, welche in historischer Zeit Ausbrüche gehabt haben. Er fand, daß es 407 thätige Vulkane gebe, darunter 225, welche in diesem Jahrhundert Ausbrüche hatten: der kleinste darunter, der Vulkan der japanischen Insel Kosima, 227 M. hoch, der höchste der Vulkan Sahama in Bolivia mit 6800 M. Höhe. Die von Humboldt aufgezählten Vulkane vertheilen sich in folgender Weise (in Klammern die Zahl der noch in diesem Jahrhundert thätigen Vulkane) auf die Continente und Meere:

1. *Europa*	7	(4)	Vesuv, Aetna, Stromboli, Santorin
2. *Inseln des atlantischen Oceans*	14	(8)	
3. *Afrika*	3	(1)	
4. *Asien:* a) westlicher Theil und das Innere	11	(6)	
b) Halbinsel Kamtschatka	14	(9)	
5. Ostasiatische Inseln	69	(54)	

6. Südasiatische Inseln	120	(56)
7. Indischer Ocean	9	(5)
8. Südsee	40	(26)
9. Amerika: a) Südamerika	—	—
α) Chili	24	(13)
β) Peru und Bolivia	14	(3)
γ) Quito und Neugranada	18	(10)
b) Centralamerika	29	(18)
c) Mexiko südlich vom Rio Gila	6	(4)
d) Nordwest-Amerika nördl. v. Gila	24	(5)
Antillen	5	(3)
	407	(225)

Eine neuere Zählung von Fuchs ergibt 672 Vulkane, darunter 270 gegenwärtig noch thätige.

Allein wohl um das Zehnfache größer werden die Zahlen, wenn wir zu den thätigen auch die erloschenen Vulkane rechnen, die sich in manchen Gegenden in außerordentlicher Anzahl finden. Auf dem Isthmus von Auckland in Neuseeland kommen z. B. auf einem Flächenraum von ungefähr 8 deutschen Quadratmeilen nicht weniger als 63, freilich sehr kleine erloschene Vulkane von nur 60—300 Meter Höhe vor, aber mit deutlich erhaltenen Kratern und Lavaströmen, und auf den phlegräischen Feldern bei Neapel zählte Breislack 27 Kratere. Auch in der Auvergne in Frankreich, am Rhein in der Gegend des Laacher Sees und in der Eifel erheben sich ganze Gruppen von erloschenen Vulkanen. Solche Gegenden erinnern in ihrer Oberflächengestaltung vollständig an die von kolossalen Kratern durchlöcherte und mit unzähligen Kegelbergen besetzte Mondoberfläche.

Lage und Vertheilung der Vulkane. Die meisten thätigen Vulkane sind auf Inseln oder nahe an den Küsten der Continente gelegen; sie stehen ferner selten einzeln oder isolirt, sondern entweder in Gruppen beisammen um einen Mittelpunkt geschaart oder in Reihen hinter einander. Darnach unterscheidet man: Centralvulkane (Einzelvulkane und Vulkangruppen), wie die Vulkane auf Island, auf den canarischen, azorischen Inseln, Cap Verd'schen Inseln, Sandwichinseln, Galapagosinseln u. s. w., und Reihenvulkane, die in einer Linie hinter einander auf weithin verlaufenden Spalten liegen. So bezeichnet der Vesuv den südlichen Endpunkt einer 50 deutsche Meilen langen, durch Mittelitalien an der Westseite der Apenninen von Nordwest nach Südost verlaufenden Spalte, auf der neben dem noch thätigen Vesuv eine größere Anzahl erloschener Vulkane liegen. Weitere Beispiele von Reihenvulkanen sind die Vulkanreihen von Sumatra und Java, die dreifache Vulkanreihe der Halbinsel Kamtschatka (21 thätige Vulkane), die Vulkanreihe der Kurilen und Aleuten (36 Vulkane). Am großartigsten aber ist die große vulkanische Linie, welche 700 Meilen lang der Westküste Südamerika's folgt, mit den Vulkanreihen von Chili, Bolivia und Quito, die sich in Mittelamerika und Nordamerika fortsetzen, so daß man sagen kann, die ganze über 2000 geographische Meilen

lange Küstenregion vom Cap Horn bis zur Behringsstraße ist mit Vulkanen besetzt.

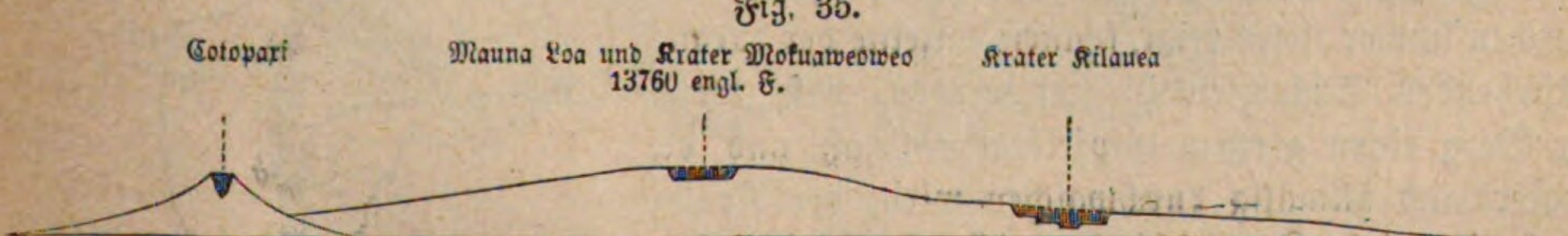
Aeußere Form und Gestalt der Vulkane. Die charakteristische Form, welche den Vulkanen eigenthümlich ist, und die jeder Vulkan einmal im Verlaufe seiner Bildung besessen haben muß, ist die eines mehr oder weniger abgestutzten Kegels, dessen Böschungswinkel von der Basis bis zum Gipfel allmälig bis zu 30° und 35° anwächst, und der an seinem Gipfel eine trichterförmige Vertiefung, den Krater, trägt. Bei erloschenen Vulkanen ist der Gipfel nicht immer, aber häufig vollständig geschlossen. Sehr lavareiche, erst in der Bildung begriffene Vulkane, wie die großen Vulkane von Hawaii, der Mauna Loa und Mauna Kea erscheinen wie flache schildförmige Erhebungen des Bodens. Bis zur Höhe von 13—1400 Meter steigen diese Berge fast unmerklich mit Neigungen von 1 bis 5° an. Darauf nimmt die Neigung wohl etwas zu, bleibt aber doch stets unter 15°. Weiter oben verflacht sich der Berg wieder, so daß der obere Theil convex erscheint und der ganze Berg dadurch die Gestalt eines flachen Haufens annimmt (S. Fig. 35). Der Gipfelkrater dieser Berge ist von ungeheurer Größe, beim Mauna Loa mit einem Durchmesser von 3790 Meter, und dabei hat der Mauna Loa noch einen höchst merkwürdigen Seitenkrater, den Kilauea, der an Größe den Gipfelkrater übertrifft und einen Durchmesser von 4700 Meter hat. Dieser Krater ist fortwährend mit flüssiger Lava erfüllt und stellt einen Lava-See von mehr als einer halben Meile Breite dar, in welchem die Lava kochend auf- und abwallt.

Fig. 34.



Die Insel Hawaii (Sandwichinseln).
a Hualalei
b Mokuaweoweo } Krater.
c Kilauea
d Lavaströme
Die Höhencurven schließen eine Differenz von 2000 Fuß ein.

Fig. 35.



Viele der größeren Vulkankegel, wie der Aetna oder der Pik der Insel Piko (Azoren) sind an ihren Gehängen und an ihrem Fuße mit einer großen Anzahl

kleiner parasitischer Kegel (am Aetna zählt man 700) besetzt, die seitlichen Aschen- und Lavaausbrüchen ihren Ursprung verdanken.

Sehr regelmäßige Vulkankegel erscheinen an ihrer Oberfläche häufig höchst eigenthümlich gerippt und ausgefurcht durch Rinnen, die am Gipfel klein beginnen, weiter am Abhang hinab immer größer und tiefer werden, und am Fuße des Berges zuletzt zu großen Schluchten sich ausbilden. Diese Rippen- und Furchenbildung ist offenbar nur die Wirkung des Regenwassers, das vom Gipfel nach allen Richtungen

Fig. 36.



Mount Egmont oder der Taranaki-Berg auf Neu-Seeland.

abfließt, also eine Erosionswirkung, die um so regelmäßiger erscheinen wird, je regelmäßiger der Kegel gebildet und aus je gleichmäßigerem Material er aufgebaut ist. Beispiele für diese Eigenthümlichkeit liefern unter anderen der Gunung Sumbing auf Java, der Cotopaxi in den Anden Südamerika's, der Mount Egmont auf Neu-Seland.

Indem das Wasser im Laufe der Zeiten die Furchen immer tiefer reißt, können einzelne der daraus entstehenden Schluchten so tief werden, daß, wenn der Berg einen großen Gipfelkrater besaß und die Kraterwand allmälig durchwaschen wird, der Krater durch eine tiefe Kraterschlucht geöffnet erscheint. Indem sich dann der Krater durch Einsturz und Einbruch noch erweitert, so ist das endliche Product des Erosionsprocesses ein gewaltiger Kesselkrater oder ein Kesselthal, im Inneren des vulkanischen Gebirges, das sich nach außen öffnet. Die Insel Palma (zur

Fig. 37.

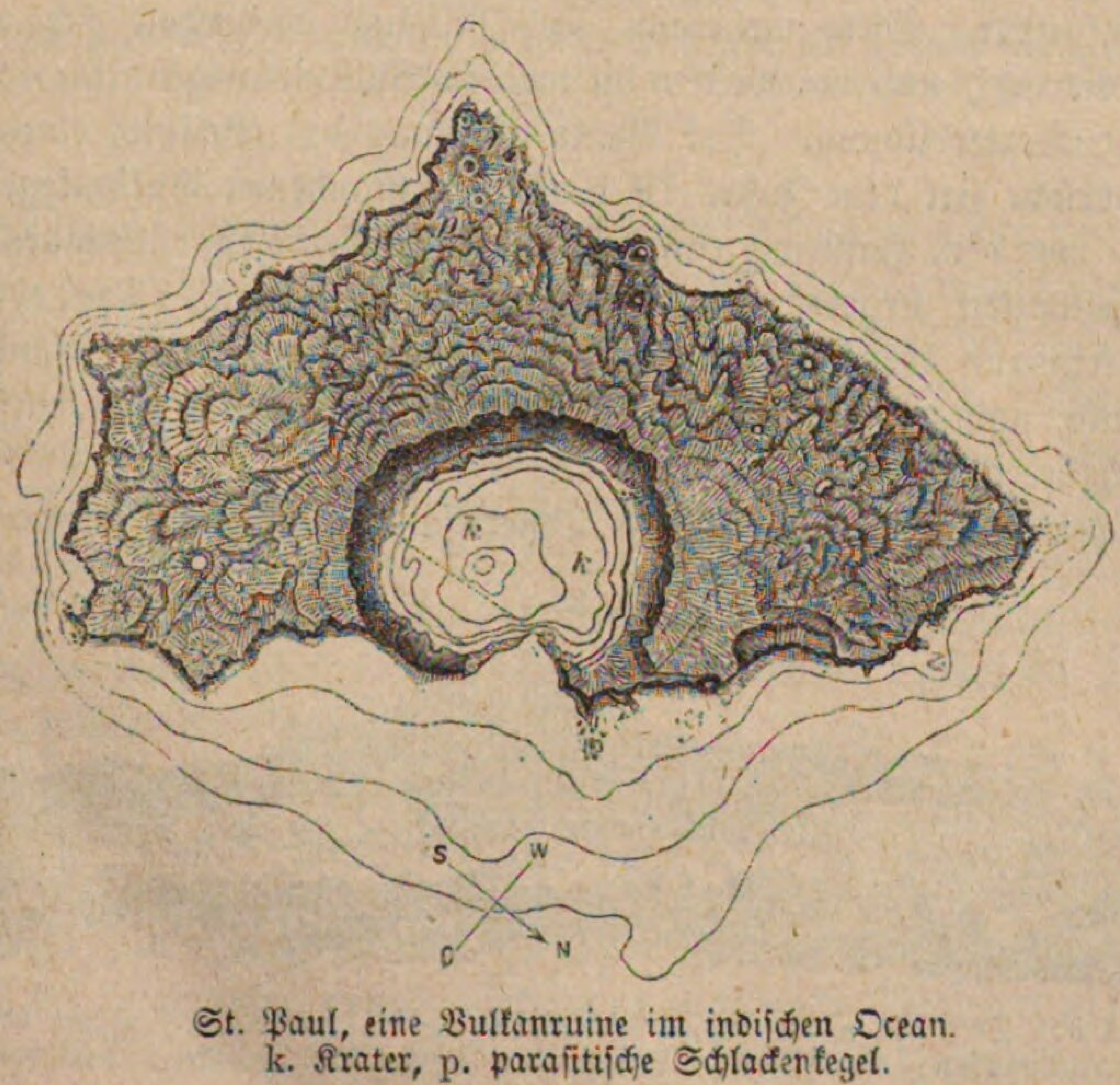


Insel Palma (Canaren).
a, b, c Caldera, e f Barranco.

Gruppe der Canaren gehörig) zeigt diesen Bau in vollkommenster Weise; das Kesselthal dieser Insel führt den Namen Caldera, die tiefe Schlucht, welche den Kessel geöffnet hat, den Namen Barranco. Beide Namen hat man auf die entsprechenden Erscheinungen bei anderen vulkanischen Gebirgen übertragen. So ist z. B. das Val del Bove am Aetna nichts anderes, als ein solches Kesselthal, welches an einem eingestürzten Seitenkrater des Vulkans seinen Ursprung nahm.

Vulkanruinen, Domvulkane, Ringgebirge, Kraterseen, Maare. Erloschene Vulkankegel oder Vulkane, deren Thätigkeit durch lange Perioden der Ruhe unterbrochen ist, werden durch theilweise Zerstörung des ursprünglich gebildeten Kegels in Folge des zerstörenden Einflusses der Atmosphärilien und des Regens (Denudation und Erosion) oder des Meeres, durch Einbrüche und Einsenkungen des Kraters u. s. w. zu Ruinen, deren Formen im Allgemeinen zwei wesentlich verschiedene Typen zeigen. Bei geschlossenen und vollständig erloschenen Vulkankegeln wird die ursprüngliche Kegelform in Folge der Denudation zur Dom- und Glokenform abgerundet: Domvulkane. Während so die Domvulkane vulkanische Berge ohne Krater sind, so gibt es andererseits auch Kratere ohne vulkanische Berge. In den meisten vulkanischen Gebieten findet man nämlich ringförmige Wälle oder niedere Ringgebirge, welche außen flach ansteigen, nach innen steil abstürzen und häufig mit Wasser erfüllt sind, also kleinere oder größere meist kreisrunde Seen mit steilen Ufern darstellen. Die Volkssprache hat für diese Vorkomm-

Fig. 38.



St. Paul, eine Vulkanruine im indischen Ocean.
k. Krater, p. parasitische Schlackenkegel.

nisse die Benennung von dem Wasser entnommen; in der Eifel nennt man sie **Maare**, in der Auvergne **Kraterseen** oder **Kesselkratere**. Das Wasser dieser Kraterseen ist atmosphärischen Ursprungs und hat die tief gelegenen Kessel allmälig erfüllt, ebenso wie sich die Gipfelkratere thätiger Vulkane mit Wasser füllen. Die Erklärung solcher Kesselkratere, welche von niederen aus vulkanischen Gesteinen zusammengesetzten Ringgebirgen umschlossen sind, gibt die Beobachtung an die Hand, daß Vulkankegel mit Gipfelkratern, deren Thätigkeit unterbrochen wird, häufig in sich selbst zusammenstürzen, wie das bei einigen Vulkanen auf Java vorgekommen ist. Durch solche Einstürze wird der Kegel bedeutend erniedrigt. Es bleibt nur der Fuß desselben stehen, und dieser bildet nun einen ringförmigen Wall, der den großen durch Einsturz erweiterten Krater umfaßt. Werden solche Ringgebirge, wenn sie als Inseln aus dem Meere emporragen, von dem Meere durchbrochen, so findet das Meer Eingang in den Kraterkessel. Ein ausgezeichnetes Beispiel einer solchen Vulkanruine, in deren einstigen Krater das Meer sich einen Eingang verschafft hat, ist die **Insel St. Paul** im indischen Ocean (Fig. 38 S. 39).

Zusammengesetzte Vulkankegel. Zu den interessantesten Formen vulkanischer Berge gehören schließlich die zusammengesetzten Kegel, bei welchen ein einfacher Eruptionskegel sich in dem Kraterkessel (Einsturzkrater) eines vulkanischen Ringgebirges erhebt. Die Bildung solcher Kegelsysteme erklärt sich nach dem Bisherigen leicht. Wenn innerhalb des Kesselkraters einer ringförmigen Vulkanruine die Eruptionen von Neuem beginnen, so wird sich ein neuer Kegel aufbauen, der nun von dem alten vulkanischen Ringgebirge ganz oder theilweise umschlossen ist; ein Kegel erscheint dann dem anderen aufgesetzt. Diese mehrfache Kegelbildung wiederholt sich nicht selten drei-, ja sogar viermal, und bei weitem die meisten Vulkane zeigen eine solche mehrfache Kegel- und Kraterbildung. Der Vesuv gibt uns das Beispiel eines durch die historischen Ausbrüche seit dem Jahre 79 n. Chr. entstandenen Vulkankegels, der an seiner Nordseite von dem Halbring eines in vorhistorischer Zeit entstandenen und in sich zusammengestürzten Kegels, der Somma, umschlossen ist. Die ebene Fläche zwischen der Steilwand des Kesselkraters, der Somma, und dem Vesuvkegel heißt Atrio del Cavallo, und man bezeichnet mit dem Namen **Atrio** die entsprechenden Hochebenen auch bei anderen Vulkanen.

In ähnlicher Weise ist der Pik von Teneriffa von einem **Cirkus** umgeben.

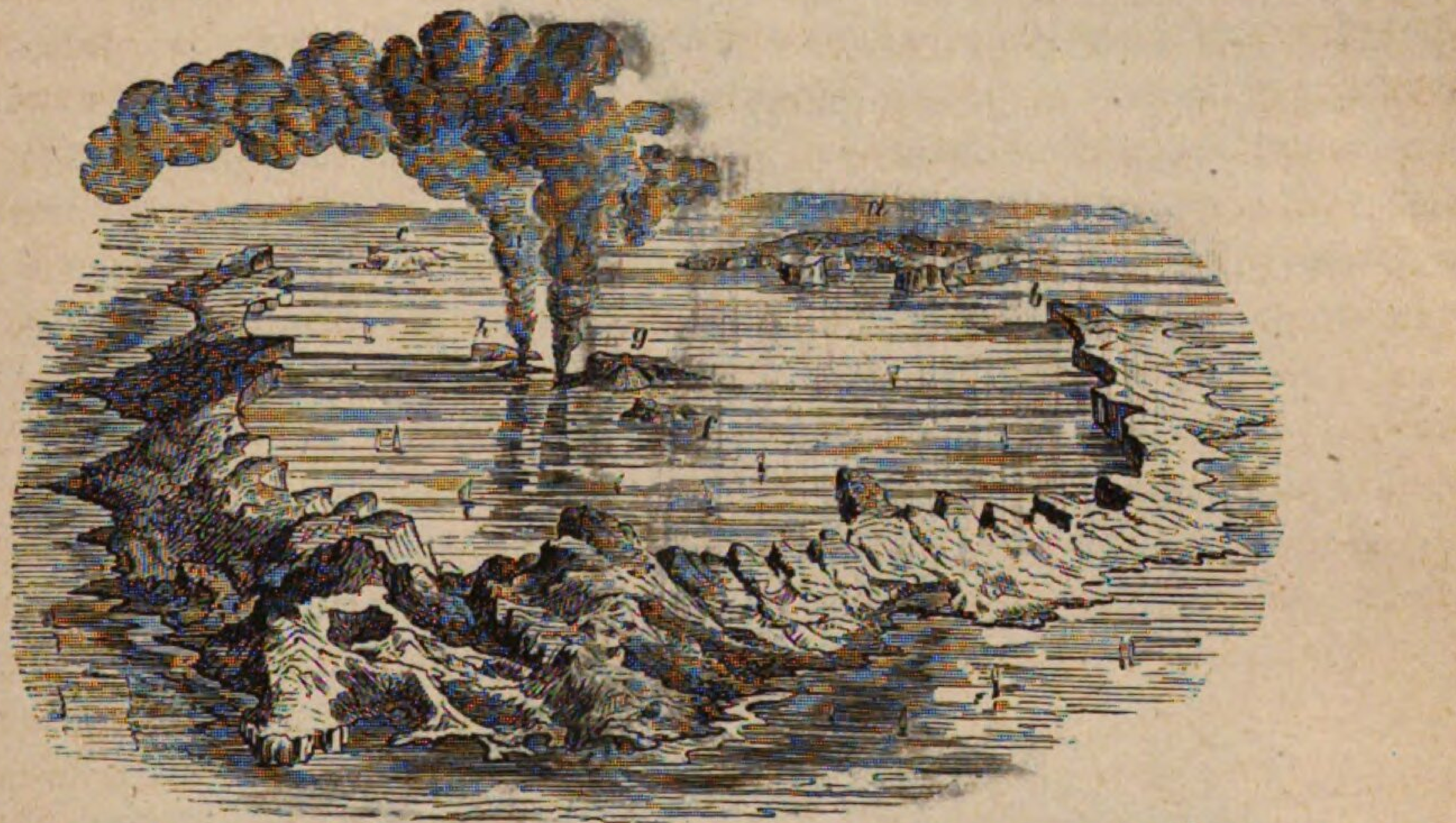
Fig. 39.



Ansicht des Piks von Teneriffa a der Pik, c der Cirkus, b die Hochebene zwischen dem Cirkus und dem neuen Eruptionskegel, das Atrio, d Lavaströme, welche sich im Atrio ausgebreitet haben.

Die griechische Insel Santorin zeigt uns ein in mehrere kreisförmig sich an einander anschließende Inseln (Thera, Therasia und Aspro Nisi) zerrissenes altes Ringgebirge, in dessen Mitte sich in historischer Zeit durch unterseeische Eruptionen mitten im Meere neue Eruptionskegel gebildet haben, die Inseln Palaeo-, Neo- und Mikro-Kaimeni, welche durch die seit 1866 fast ununterbrochen fortdauernden Eruptionen bedeutend gewachsen sind.

Fig. 40.

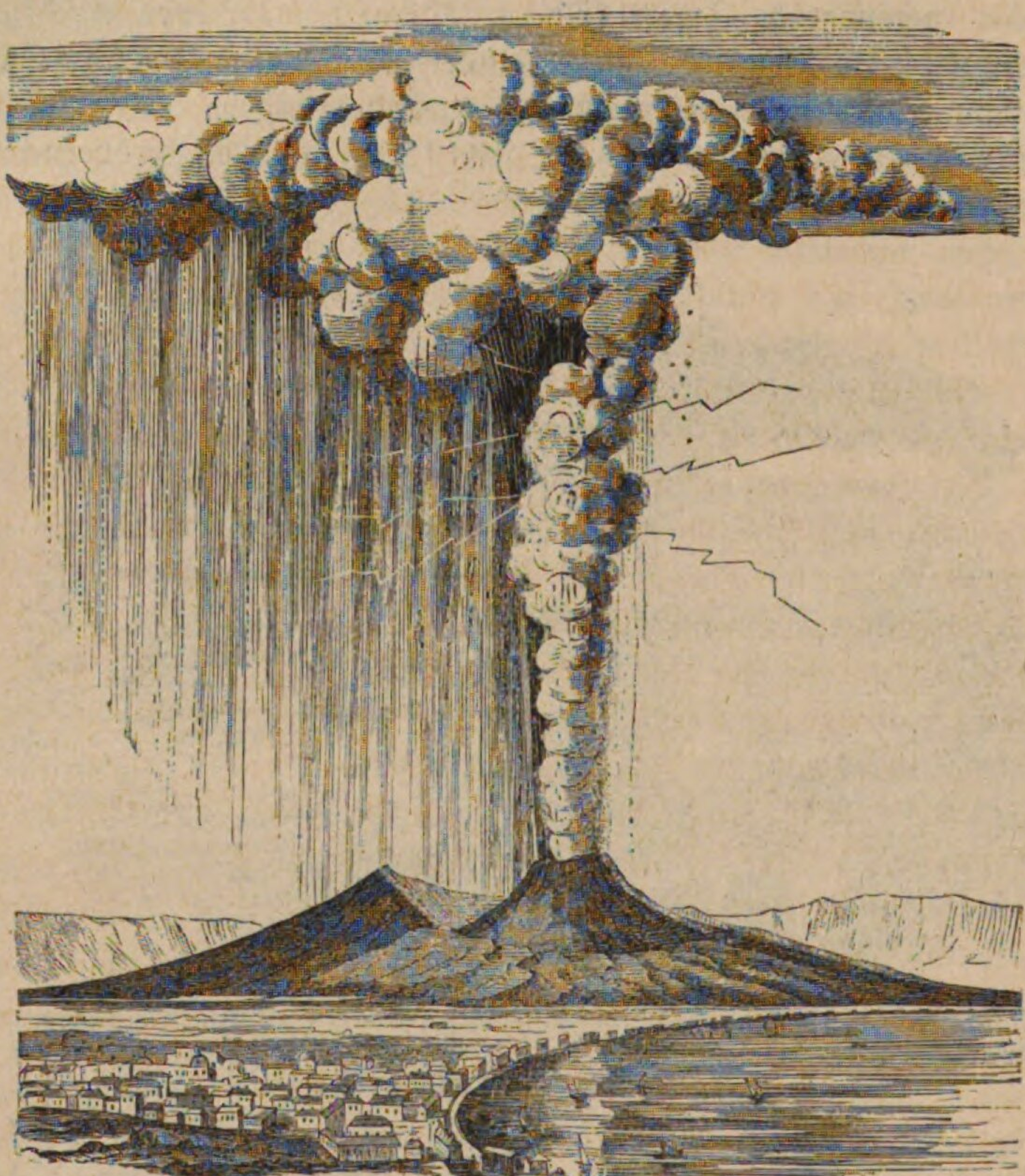


Ansicht der vulkanischen Insel Santorin im griechischen Archipel während des Ausbruches 1866. b Thera, a Therasia, c Aspronisi, f, g Neo- und Mikro-Kaimeni, letzteres in der Eruption begriffen, h Paläo-Kaimeni.

Die Erscheinungen bei vulkanischen Ausbrüchen und die Ausbruchsmassen. Die Hauptrolle bei allen vulkanischen Ausbrüchen spielt der Wasserdampf. Die in längeren oder kürzeren Perioden im Innern des vulkanischen Herdes sich ansammelnden Wasserdämpfe, die durch den vulkanischen Kanal zu entweichen streben, sind die treibende Kraft der Ausbrüche und veranlassen ihre Periodicität. Wasserdämpfe sind es, welche die Lava im Kraterschlunde heben, Wasserdämpfe geben der Rauchsäule ihre aufsteigende Kraft und Gestalt, Wasserdämpfe erzeugen auch die elektrischen Erscheinungen und Gewitter in der Rauchsäule und ihrem Wolkenschirm; wieder zu Wasser condensirte Dämpfe bilden endlich die Platzregen und Wolkenbrüche, welche die Ausbrüche begleiten.

In der Periode der vollen vulkanischen Thätigkeit gesellen sich zu den Wasserdämpfen Exhalationen von Chlorwasserstoffsäure, von schwefliger Säure, Schwefeldämpfen, Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und Wasserstoffgas. Die Anwesenheit der Salzsäure erklärt man durch Speisung des vulkanischen Herdes mit Meerwasser, indem Chlornatrium bei Gegenwart von Wasserdampf in höherer Temperatur durch Silikate in Salzsäure und Natron zerlegt wird. Die Anwesenheit von Salzsäure erklärt aber

Fig. 41.



Ausbruch des Vesuvs, October 1822.

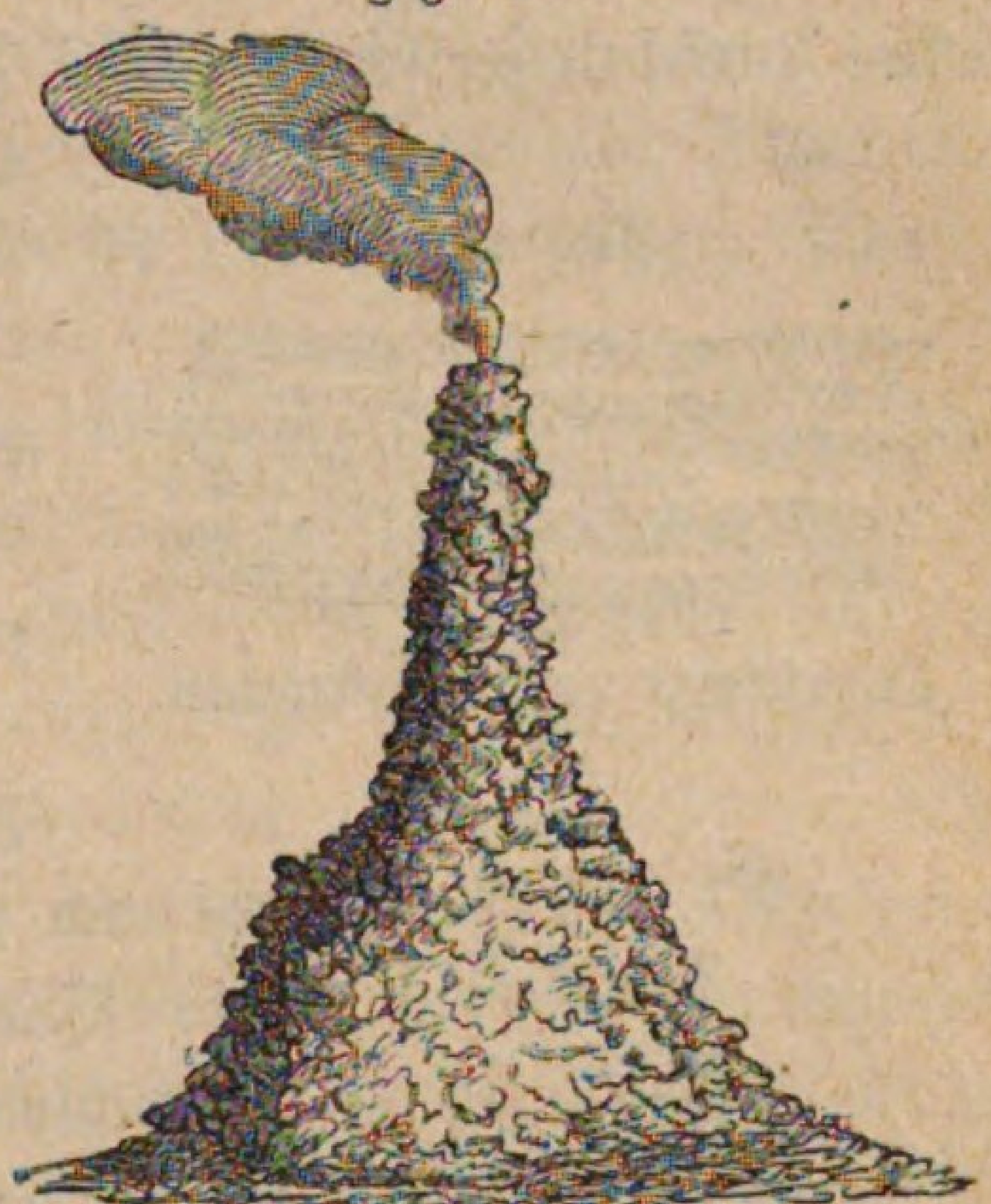
wieder das Vorkommen von allerlei flüchtigen Chlorverbindungen, wie Chlorkalium Chlorcalcium, Chlormagnesium, Eisenchlorid und Eisenchlorür, Chlorkupfer, Chlorblei, aus denen unter Einwirkung von Schwefelsäure auf die Laven und Schlacken des Kraters wieder eine Reihe schwefelsaurer Salze entstehen, die sich an den Kraterwänden thätiger Vulkane zeigen, wie Glaubersalz, Bittersalz, Gyps, Eisenvitriol; aus der Zersetzung des Eisenchlorids mittelst Wasserdampf bei hoher Temperatur bildet sich Eisenglanz. Die Bildung von Salmiak erklärt sich aus dem Ammoniakgehalt der Luft beim Ueberwehen der letzteren über Salzsäure-Dämpfe. Flammenerscheinungen, wie man sie neuerdings wieder bei den Ausbrüchen von Santorin beobachtet hat, können von verbrennendem freiem Wasserstoffgas oder von Schwefelwasserstoffgas, möglicherweise von beiden Gasen herrühren.

Die Lava, welche bei Ausbrüchen aus dem Krater tritt und in Form von Strömen am Bergabhang herabfließt und allmälig erstarrt, bildet nach ihrem

Festwerden Gesteine, welche ihrer petrographischen Natur nach entweder zu den Trachyten oder zu den Basalten gehören.

Von größter Bedeutung ist die Thatsache, daß die feurigflüssige Lavamasse Wasser gebunden enthält, welches erst bei der Erstarrung der Lava allmählig in Form von Wasserdampf entweicht. Die Laven sind also im Innern des vulkanischen Herdes in einem Zustande wässeriger Schmelzung, welcher bei der hohen Temperatur von ungefähr 2000° C., welche die geschmolzene Lava besitzt, nur unter dem ungeheueren Druck bis zur Weißglühhitze überhitzter Wasserdämpfe denkbar ist. Ohne den entweichenden Wasserdampf müßten die Laven nach der Erstarrung vollkommen dicht sein. Durch das Vorhandensein der Wasserdämpfe wird die poröse Textur der meisten Laven und die Schlackenbildung erklärt. Die Dampfentwickelung der Laven dauert nach der oberflächlichen Erstarrung noch längere Zeit fort, und verursacht häufig secundäre Eruptionserscheinungen auf den Strömen selbst, durch welche sich auf denselben kleine 10—20 Fuß hohe Schlackenkegel oder Schlackenschornsteine bilden. Eine höchst merkwürdige Thatsache ist auch die, daß einige Zeit nach der oberflächlichen Erstarrung eine Temperaturzunahme im Innern des Lavastromes beobachtet wird. Man erklärt diese Erscheinung durch Wärmeentwicklung bei der Krystallisation der die erstarrende Lava bildenden Mineralien. Daß Laven so lange Zeit zur Abkühlung gebrauchen, rührt deshalb nicht blos von der schlechten Wärmeleitung der erstarrten Kruste, sondern auch daher, daß die ausgestrahlte Wärme theilweise durch die bei der Krystallisation frei werdende ersetzt wird. Die Lavaströme vom Jahre 1858 am Vesuv waren z. B. im Jahre 1864 noch so heiß, daß die Weingärtner am Vesuv in den Spalten derselben ihr Essen gar kochen konnten. Durch die rasche Abkühlung an den Seiten und an der Oberfläche der Lavaströme bilden sich bei sehr dünnflüssigem Zustande der Lava förmliche „Schlackensäcke", in denen die Lava fortfließt. Solche Säcke sinken dann, wenn nicht neue Lava nachfließt, zusammen und bilden Rinnen oder Schlackenkanäle.

Fig. 42.



Schlackenschornstein auf einem Lavastrom des Vesuvs vom J. 1852.

Die Lavaströme ergießen sich entweder aus dem Gipfel des Kraters (Gipfelausbrüche) oder aus Spalten an den Seiten des Berges (Seitenausbrüche). Die flüssige Lava fließt ungefähr mit derselben Leichtigkeit, wie geschmolzenes Eisen oder Glas. Basaltische Laven scheinen im Allgemeinen dünnflüssiger zu sein als trachytische Laven. Die Bewegung ist schneller oder langsamer je nach der Neigung des Abhanges, auf welchem die Lava fließt, und je nach der Dünnflüssigkeit derselben. Am Aetna nennt man sie schon schnell, wenn in der Stunde $^1/_3$—$^1/_2$ Kilometer zurückgelegt wird. Die dünnflüssige Vesuvlava, welche 1794 Torre del Greco

zerstörte, brauchte 6 Stunden, um vom Ausbruchsort bis zum Meere eine Distanz von 6 Kilometer zurückzulegen. Schmidt schätzte im Atrio del Cavallo bei einer Neigung von 25° die Geschwindigkeit auf eine Toise in der Secunde, während dieselbe weiter unten am Berge kaum noch 1 bis 1½ Zoll betrug. Zuletzt kann es Tage brauchen, bis der Strom um wenige Zoll vorrückt.

Außerordentlich verschieden ist der Lavareichthum nicht bloß bei verschiedenen Vulkanen, sondern auch bei verschiedenen Ausbrüchen eines und desselben Vulkanes. Der Ausbruch im Val del Bove am Aetna 1852—53 währte 9 Monate und förderte einen Strom von 1 Stunde Breite und 3 Stunden Länge hervor. Im September 1852 glich das ganze Thal einem Feuermeer. Kleiner natürlich sind die Ströme am Vesuv, aber immerhin eine Stunde lang und mehrere tausend Fuß breit. Die Lavamasse, welche sich 1855 durch den Fosso della Vetrana ergoß, wird auf 900 Millionen Cubikfuß geschätzt, was einem Würfel von fast 1000 Fuß Seitenlänge gleichkommt. Doch sind das unbedeutende Massen gegen die Ergüsse der isländischen Vulkane oder der Vulkane auf den Sandwichinseln. Am 11. Juni 1783 ergoß der Skaptar Jökul auf Island einen glühenden Strom, der das Thal des Skaptarflusses, welches zwischen Felsen 4—600 Fuß tief war, bis zum Ueberfließen erfüllte; in der Ebene breitete sich die Gluth zu Feldern von 100 Fuß Dicke und 2 bis 3 Meilen Breite aus, bei einer Gesammtlänge von 11 Meilen. Bald darauf folgte ein zweiter und dritter Strom, wenn auch von etwas minderer Größe. Zwanzig Dörfer und über 9000 Bewohner wurden in jener menschenarmen Gegend vernichtet.

Fig. 43.



Querschnitt von Lavaströmen.

Durch die wiederholten Lavaergüsse, deren Massen sich neben und über einander lagern, baut sich nach und nach der vulkanische Kegelberg höher und höher auf; Querdurchschnitte solcher Lavakegel, wie sie in tiefen Schluchten, oder an steilen Meeresküsten häufig aufgeschlossen sind, zeigen daher eine geschichtete Structur der Gebirgsmasse, die oft so regelmäßig erscheint, wie die über einander liegenden Bänke sedimentärer Bildungen (Fig. 43).

Bei sehr heftigen Ausbrüchen wird durch die Gas- und Dampfexplosionen des Vulkans ein Theil der Lava im Aufsteigungskanal in Trümmer zersplittert, zerstäubt, und in Form von größeren oder kleineren losen Gesteinstrümmern, Schlackenstücken, oder glühenden Lavatropfen zu größerer oder geringerer Höhe ausgeworfen. Die glühenden Lavatropfen nehmen während des Fallens in Folge der durch den Luftwiderstand sich ändernden Rotation bald längliche, bald rundliche Formen an (Fig. 44), man nennt sie vulkanische Bomben. Wenn sie beim Auffallen noch weich sind, so platten sich dieselben scheibenförmig ab. Ausgeworfene Schlacken oder kleinere

Fig 44.



Vulkanische Bomben
Birn- und citronenförmig.

eckige Gesteinsfragmente nennt man Lapilli oder Rapilli (ursprünglich eine Local-bezeichnung am Vesuv); aber auch kolossale Blöcke werden oft ausgeworfen, am Vesuv maß Hamilton einen Block von 66 Fuß Umfang und 19 Fuß Höhe mit 2000 Ctr. im Gewicht. Die feineren sandartigen Gesteinstrümmer, die ausgeworfen werden, nennt man vulkanische Asche. Die Asche ist es, welche die schwarzen Wolken bei den Vulkanausbrüchen erzeugt, deren Gestalt man seit Plinius so gerne mit einer Pinie vergleicht. — Diese losen Auswurfsmassen, die oft bis zu einer außerordentlichen Höhe aufsteigen, geben, wenn sie glühend sind, das Schauspiel eines feuerspeienden Berges. Am Vesuv sollen die ausgeworfenen Steine 1779 eine Höhe von 11000 Fuß erreicht haben, Hamilton gibt bei späteren Ausbrüchen eine Höhe der Aschengarbe von 6—7000 Fuß an. Die schweren Auswürflinge fallen wieder theils in den Krater, theils auf den Eruptionskegel zurück, und bilden auf diese Weise die aus einem lockeren Geschütte von vulkanischen Bomben, Schlacken und Lapilli bestehenden steilen Aschen- und Schlackenkegel, während der feinere Staub, die Asche, durch die Luftströmungen oft in sehr große Entfernungen fortgetragen wird. Bei dem gewaltigen Ausbruche des Coseguina in Centralamerika im Jahre 1835 erhob sich unter heftigem Getöse eine dichte kegelförmige Wolke, die sich mehr und mehr ausbreitete und eine tiefe Finsterniß verursachte. Der Regen von Asche und Bimsstein wurde durch die Luftströmung bis auf eine Entfernung von 200 geogr. Meilen von dem Punkte der Eruption getragen.

Vermischen sich lose vulkanische Auswurfsmassen, wie Lapilli und Aschen, mit Wasser, so entstehen vulkanische Schlammmassen, die bei ihrer Erhärtung vulkanische Tuffe und Conglomerate bilden. Bei unterseeischen Eruptionen ist es das Meerwasser, welches sich mit den Ausbruchsmassen mengt und zur Entstehung geschichteter vulkanischer Tuffe Veranlassung gibt. Aber auch bei Eruptionen festländischer Vulkane nimmt man Vorgänge wahr, bei welchen das Wasser als mechanisches Agens zur Bildung von vulkanischen Tuffen mitwirkt. Oft stürzen nämlich während der Eruption eines Vulkans gewaltige mit Schlamm beladene Wasserfluthen von seinen Abhängen herab, welche auf den unkundigen Beobachter den Eindruck machen, als ob sie ebenso aus dem Eruptionskanale hervorbrechen würden, wie die Lavaströme und Aschenregen. Diese Schlamm- und Wassereruptionen sind jedoch secundäre Erscheinungen, die sich bei den einzelnen Vulkanen verschieden erklären lassen.

Am Vesuv sind sie die Folge der furchtbaren Platzregen, welche mit den vulkanischen Gewittern bei Eruptionen verbunden sind. So begrub im October 1822 eine Schlammfluth die beiden Dörfer St. Sebastiano und Massa bis über die Dächer. Auch bei der Verschüttung von Herculanum und Pompeji im Jahre 79 wirkten Schlammfluthen mit. Vier Tage und Nächte währte der Sand- und Aschenregen, mit welchem sich Regengüsse zur Bildung von Schlammströmen vereinigten. Diese flüssigen Massen drangen in die Keller und in die Zimmer der Gebäude ein, und umschlossen selbst menschliche Körper, deren Skelete man nun mit dem ganzen Körperabdruck in den später zu Tuff erhärteten Schichten wieder findet. Bei den

Vulkanen von Java haben die Schlammfluthen ihre Ursache in der plötzlichen Entleerung der Kraterseen. Bei hohen schneebedeckten Vulkanen, wie beim Aetna oder bei den Vulkanen der Anden, entstehen die Schlammfluthen durch plötzliche Schmelzung der Schneemassen in Folge innerer Erhitzung des Vulkankegels.

Aufbau und innere Structur vulkanischer Berge. Lange Zeit hielt man an der Ansicht fest, daß nur die noch thätigen Eruptionskegel der Vulkane durch Aufschüttung des Ausbruchsmateriales um die Ausbruchsöffnung entstanden seien, während die solche Kegel häufig umgebenden Ringgebirge (S. 40) eine Emporhebung älterer deckenförmig oder in Schichten über einander gelagerter vulkanischer Gesteine in Folge einer großen Kraftäußerung aus dem Innern des vulkanischen Herdes ihre Bildung verdanken sollten. Man bezeichnete daher jene Ringgebirge nach dem Vorgang L. v. Buch's und Alex. v. Humboldt's als Erhebungskratere oder Erhebungskegel zum Unterschiede von den Eruptionskrateren und Eruptionskegeln. Neuere Beobachtungen haben diese sogenannte Erhebungstheorie als in der Natur unbegründet erwiesen und die Aufschüttungstheorie zur Geltung gebracht. Diese Theorie läßt die größten und complicirtesten vulkanischen Gerüste ebenso wie die einfachsten Kegelberge durch allmählige Aufschüttung d. h. durch Uebereinanderlagerung von Lavaströmen, von Aschen-, Schlacken- und Tuffschichten allmählig entstehen, und betrachtet Ringwälle wie die Somma oder den Cirkus des Piks von Teneriffa als Ruinen großer Eruptionskegel, welche eingestürzt oder überhaupt zerstört sind.

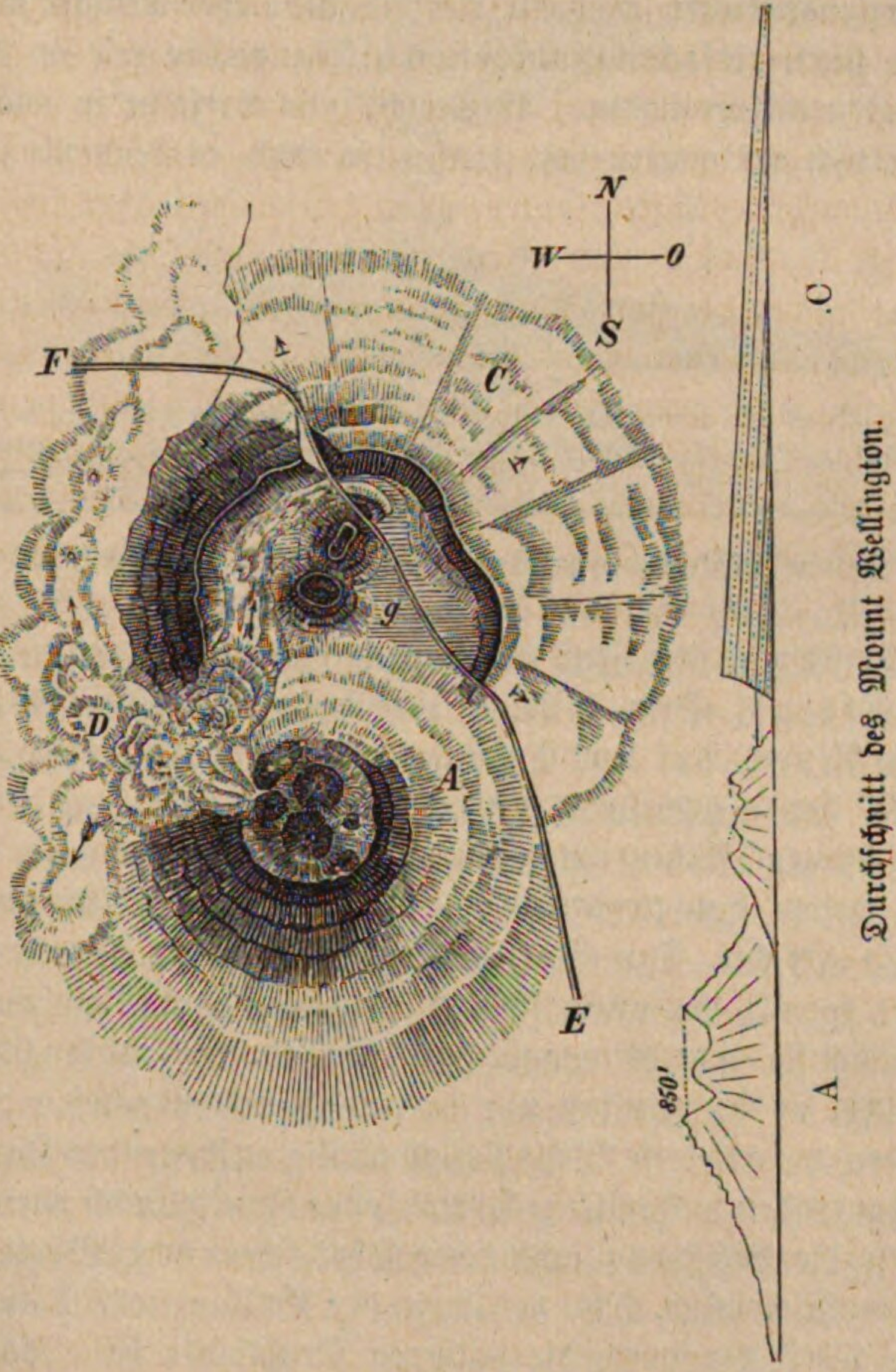
Wenn nach dem Gesagten die Unterscheidung von Erhebungs- und Eruptionskratern keine Gültigkeit mehr hat, so wird für das richtige Verständniß der Formentwicklung vulkanischer Kegelgebirge eine andere Unterscheidung um so wichtiger, welche sich theils auf die Art der Ausbrüche, theils auf das Material bezieht, aus welchem die einzelnen Theile des vulkanischen Gerüstes aufgebaut sind.

Die Ausbrüche können nämlich unterseeische und überseeische gewesen sein, sie können theils nur lose Auswurfsmaterien, Bruchstücke von Laven, Lavagrus, Schlacken, Sand und Asche, theils feurigflüssige Gesteinsmassen zu Tage gefördert haben, entweder Lava, die zähflüssig emporquoll und rund um die Ausbruchsöffnung zu mantelförmigen Felsbänken erhärtete (Trachyt- und Andesitlaven), oder Lava, die leichtflüssig in Strömen sich ergoß (Basaltlava). Dadurch ist die Bildung von Kegeln von sehr verschiedenartiger Form und Zusammensetzung bedingt, von Tuffkegeln, Schlacken- oder Aschenkegeln und von Lavakegeln, die an solchen Punkten, wo die vulkanische Kraft in wiederholten Eruptionsperioden durch denselben Canal wirkte, in der mannigfaltigsten Weise sich combiniren.

Ein ganz besonders instructives Beispiel eines kleinen aus einem Tuffkegel, aus mehreren Schlackenkegeln und einzelnen Lavaströmen combinirten vulkanischen Systems liefert der Mount Wellington auf dem Isthmus von Auckland in Neu-Seeland (Fig. 45.). Man hat hier Gelegenheit ein ganzes System von Kratern und Kegeln von verschiedenem Alter und verschiedenartiger Zusammensetzung zu studiren. Das älteste Glied ist ein Tuffkegel (C), der von einer Straße (E—F) durchschnitten wird und in dem

nördlichen Straßendurchschnitt sehr schön die mit 8—10° nach außen geneigten Tuffschichten wahrnehmen läßt. In diesem Tuffkrater erhebt sich ein zweigipfliger Schlackenkegel mit zwei kleinen Kratereinsenkungen. Die Lavaströme dieses alten Eruptionskegels treten da und dort in stark zersetzten Gesteinsplatten auf dem Boden des

Fig. 45.



Mount Wellington in Neuseeland.
A. Jüngerer Schlackenkegel.
C. Tuffkegel, g Tuffkrater.
D. Lavaströme. E—F Straße.

Tuffkraters (g) zu Tage. Nach einer, wahrscheinlich verhältnißmäßig langen Periode der Ruhe erfolgte am südlichen Rande des Tuffkraters ein neuer Ausbruch, der den großen schönen Schlackenkegel das Mount Wellington (A) aufschüttete und von reichen Lavaergüssen begleitet war. Auf kreisrunder Basis erhebt sich mit steilem Böschungs-

winkel von 30—32° dieser jüngere Schlackenkegel, oben flach abgestumpft und ein Kraterfeld mit drei trichterförmigen Kratereinsenkungen einschließend. Ein kleiner Theil der Lava hat sich in nördlicher Richtung in den alten Tuffkrater ergossen, die Hauptmasse der Ströme aber ist in westlicher Richtung geflossen und bildet hier weit ausgedehnte Lavafelder (D).

Jedes größere vulkanische Gerüste, das seinen Aufbau wiederholten, lang andauernden Eruptionsperioden verdankt, wird so mehr oder weniger eine combinirte Bildung aus jenen einfachen Grundformen sein, welche wir an dem Beispiele des Mount Wellington erklärt haben. Wenn wir uns dasselbe in vollständigster Regelmäßigkeit schematisch zusammengesetzt denken, so wird es demnach aus drei Theilen

Fig. 46.



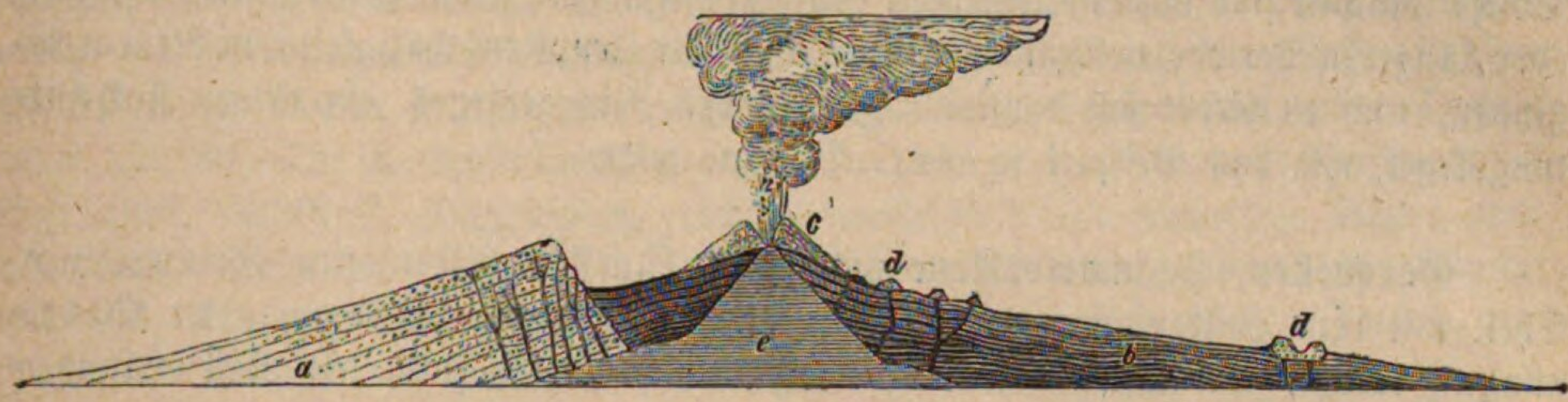
a Tuffkegel. b Lavakegel. c Aschen- und Schlackenkegel.

bestehen. Die Basis und den Fuß des ganzen Gerüstes bildet ein flach ansteigender geschichteter Tuffkegel. Seine Bildung bezeichnet die erste, häufig submarine Periode der vulkanischen Action. Auf dem Tuffkegel erhebt sich als zweiter Theil mit steilerem Böschungswinkel der gleichfalls geschichtete, aus radial gelagerten Lavaströmen und zwischengelagerten Aschen- und Schlackenschichten bestehende Lavakegel, das Product einer zweiten Eruptionsperiode, in welcher die vulkanische Thätigkeit ihre größte Intensität erreichte. Den Gipfel des ganzen Gerüstes bildet endlich ein Aschen- und Schlackenkegel, der unter steilem Böschungswinkel lose aufgeschüttet ist und dessen Bildung häufig eine dritte und letzte Periode der vulkanischen Thätigkeit bezeichnet, in welcher es der Vulkan nur noch zu Aschenauswürfen gebracht hat.

Im Innern der auf diese Weise sich allmählig aufbauenden Kegel gehen nun aber durch den fortdauernden vulkanischen Proceß ohne Zweifel auch wieder Veränderungen vor sich, die für die Erklärung zahlreicher Thatsachen von Wichtigkeit sind. Es ist nämlich höchst wahrscheinlich, daß, so lange der Vulkan noch thätig ist, im Innern des Kegels ein Theil des durch die früheren Eruptionen zu Tage geförderten und bereits erstarrt gewesenen Materials, und zwar der dem Eruptionskanal zunächst liegende Theil, wieder umgeschmolzen wird, wobei auch Theile des durchbrochenen und durch die sich immer erneuernden Eruptionen mehr und mehr zerstückten Grundgebirges mit eingeschmolzen werden, so daß der Vulkan nicht sowohl ein von einem engen schachtartigen Eruptionskanal durchbohrter Kegel ist, als vielmehr ein Hohlkegel. Nach dieser Anschauung ist bei thätigen lavareichen Vulkanen der äußere Kegel in Wirklichkeit nur eine Hohlform, er stellt einen geschichteten Mantel dar, welcher sich kurz vor einer Eruption durch die von unten aufgepreßte flüssige Lava füllt, nach der

Eruption aber in Folge des Zurücksinkens der geschmolzenen Lava wieder leert. Wir nennen diesen inneren Hohlraum der Vulkane den Lavaraum und werden demgemäß den Durchschnitt eines noch thätigen Vulkans, z. B. des Vesuvs, in folgender Weise zeichnen:

Fig. 47.



a. Die Somma, ein alter vorhistorischer Tuffkegel. b. Der Lavakegel des Vesuvs. c. Der Aschenkegel. d. Kleinere parasitische Schlackenkegel. e. Der innere Lavaraum des Vulkans.

Bei einer solchen inneren Structur der vulkanischen Kegelberge läßt sich auch die Möglichkeit seitlicher Ausbrüche einsehen, die bei der gewöhnlichen Vorstellung von einem von oben nach unten trichterförmig sich verengenden Schlund kaum denkbar wären. Ebenso leicht lassen sich nach dieser Vorstellung die beiden in ihrer äußeren Form so ganz entgegengesetzten Grundtypen, in welchen erloschene Vulkane oder Vulkan-Ruinen vorkommen, erklären: die Domvulkane und die vulkanischen Ringgebirge oder die Kesselkratere. Es sind nämlich bei Vulkanen am Schluße der Eruptionen zwei Fälle denkbar. Erstens, der Krater des Vulkans schließt sich allmählig, der Druck von unten reicht noch hin, den inneren kegelförmigen Hohlraum des Vulkans mit feurigflüssiger Gesteinsmasse zu erfüllen, ohne daß aber ein Durchbruch durch den Krater oder durch die Seitenwände stattfindet. In diesem Falle wird sich bei der Erkaltung dieser Massen im Innern des geschichteten Mantels ein massiver Kern von gleichartiger petrographischer Beschaffenheit bilden, der bei der äußerst langsamen Abkühlung und Erstarrung unter der schützenden Hülle des Mantels in der Regel auch ein viel deutlicheres krystallinisches Gefüge, als die früher ausgeflossenen rasch erstarrten Laven, annehmen und daher petrographisch von diesen verschieden sein wird. Solche Vulkane mit einem massiven inneren Kern sind für immer erloschen. Durch Abwitterung des leicht zerstörbaren geschichteten äußeren Mantels wird dann im Laufe der Zeiten der massige innere Kern bloßgelegt werden, und als Endresultat des Denudationsprocesses eine massive Kuppe oder ein Dom, vielleicht noch mit Resten des geschichteten Mantels am Fuße desselben, übrig bleiben. Auf diese Weise mögen die domförmigen oder kegelförmigen Phonolith- und Trachytkuppen entstanden sein.

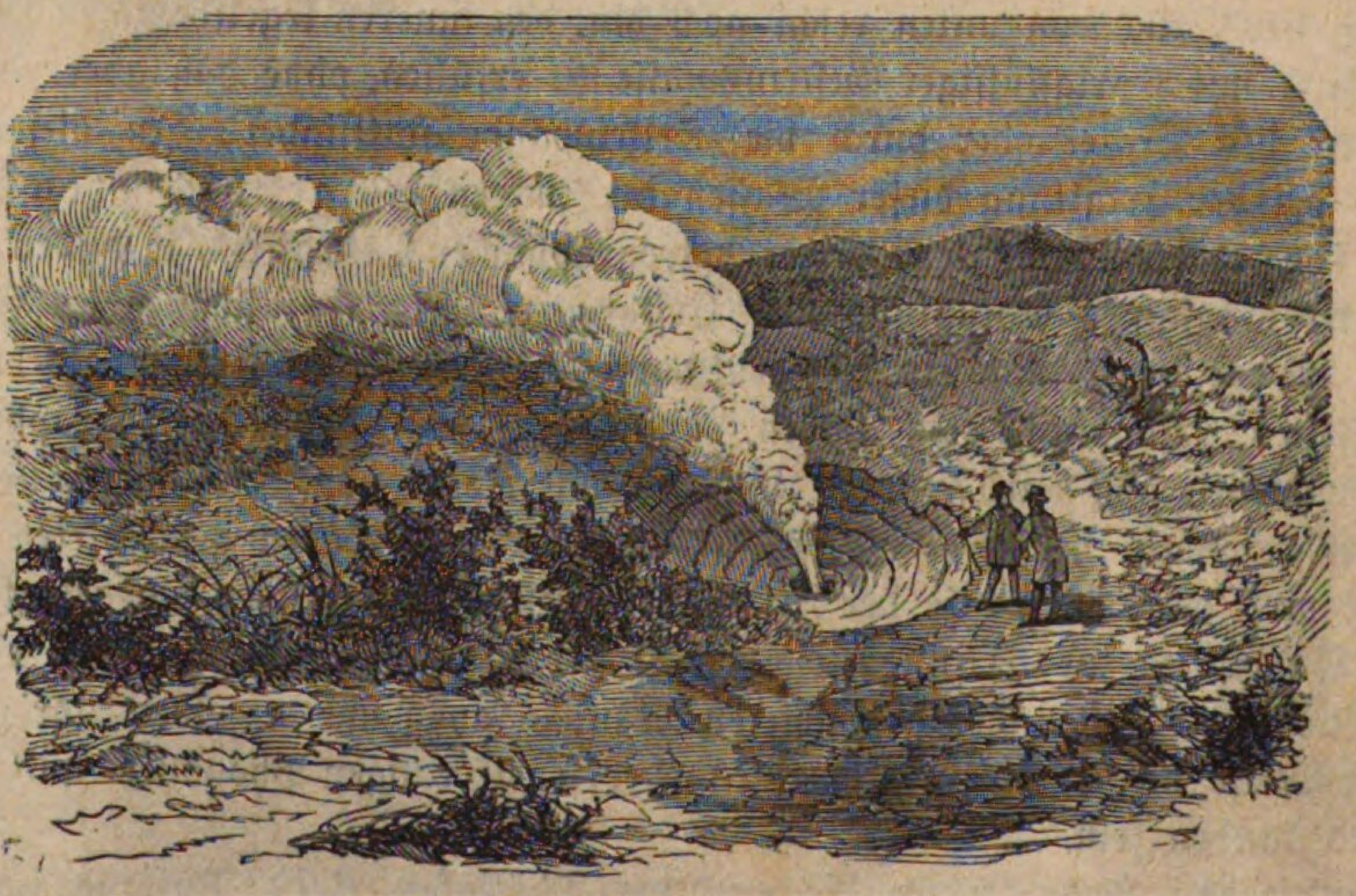
Im zweiten Falle, wenn die eruptive Thätigkeit eines Vulkans nach einer größeren Eruption plötzlich unterbrochen wird, sei es in Folge von Erdbeben

oder durch die Oeffnung benachbarter Kratere, so wird die Lava im Innern des Vulkans zurücksinken und der Vulkan wird bei offenem oder nur oberflächlich verschüttetem Krater hohl sein. Dann sind jene gewaltigen Einstürze denkbar, bei welchen hohe Vulkankegel in sich selbst zusammenbrechen und in die Tiefe sinken, und nur der äußere Fuß in der Form eines geschichteten Ringgebirges mit kolossalem Einsturzkrater stehen bleibt, wie die früher angeführten Beispiele (S. 40 und 41) zeigen. Solche Vulkane sind in der Regel nicht vollständig erloschen, sondern nach einer kürzeren oder längeren Periode vollständiger Ruhe kann die Eruptionsthätigkeit von Neuem beginnen, und es bildet sich dann im Innern des Ringgebirges ein neuer Aufschüttungskegel, wie das Beispiel so vieler Vulkane zeigt.

Gasquellen, Schlammvulkane und heiße Quellen bilden eine Gruppe, zum Theil mit dem Vulkanismus eng verbundener, oder doch nahe verwandter Erscheinungen, welche, wo sie an vulkanische Gegenden gebunden sind, als Nachwirkungen intensiverer vulkanischer Thätigkeit zu betrachten sind.

Fumarolen sind Gasquellen, bei welchen Wasserdampf das vorwaltende Material der Exhalationen bildet. Der Wasserdampf ist dann freilich häufig das Vehikel für andere flüchtige Stoffe, für Chlorverbindungen, schweflige Säure, Salzsäure, bisweilen auch für Borsäure, wie im thätigen Krater der Insel Volkano. Reich an heißen Wasserdampfquellen ist besonders Oberitalien und die Nordinsel von Neu-Seeland. Im Otumaheka-Thale in der Nähe des Taupo-Sees auf der Nordinsel von Neu-Seeland liegt zwischen kochenden Schlammtümpeln die von den Eingeborenen Karapiti, d. h. umschlossen kreisförmig, genannte Dampfquelle, welche aus einem

Fig. 48.



Dampfquelle Karapiti auf Neu-Seeland.

kraterähnlichen, trichterförmigen Loch unter lautem Zischen und Brausen einen heißen Wasserdampfstrahl von solcher Gewalt entsendet, daß leichte Gegenstände, Zweige, Farnbüschel und dgl., die man in den Trichter wirft, 20 bis 30 Fuß hoch in die Luft geschleudert werden.

Solfataren nennt man Dampfquellen, die ein Gemisch von Wasser- und Schwefeldämpfen (oder auch von Schwefelwasserstoff und schwefliger Säure) zu Tage fördern, und an deren Ausströmungsstellen sich Schwefel absetzt. Der Name wurde zuerst auf den alten Krater bei Puzzuoli unweit Neapel angewendet, an dessen tiefstem Punkte in der Bocca grande mit großer Gewalt heiße Dämpfe mit einer Temperatur von 50—72° C. ausströmen. Deville wies in diesen Dämpfen Wasserdampf, Sauerstoff, Stickstoff, Kohlensäure, Schwefelwasserstoff und schweflige Säure nach. Die Seitenwände der Bocca sind mit vielfarbigen Sublimationsproducten bedeckt: Schwefel, Realgar, Borsäure, Salmiak. Die vulkanischen Gebiete von Island, von Java und Neu-Seeland sind reich an Solfataren, da diese Erscheinung hauptsächlich in den Kratern erloschener oder thätiger Vulkane im Zustande der Ruhe stattfindet.

Mofetten nennt man Kohlensäuregas-Quellen, wie sie hauptsächlich in vulkanischen Gegenden auftreten. Das Wort ist ursprünglich eine Localbezeichnung für die nach den Eruptionen des Vesuvs in der Gegend von Neapel vorübergehend eintretenden Aushauchungen von Kohlensäure. Vermöge seiner größeren specifischen Schwere hält sich das tödtliche Gas in den Vertiefungen des Bodens, in Grotten, Thälern u. s. w. unvermischt mit der Luft. Thiere, welche zufällig in die Gasschichte

Fig. 49.



Hundsgrotte am Lago di Agnano bei Neapel.

gerathen, werden dadurch betäubt und sterben. Am bekanntesten ist die Mofette der „Hundsgrotte" am Lago di Agnano in den phlegräischen Feldern bei Neapel, wo dem Besucher die tödtliche Wirkung der Kohlensäure an dem Hund des Wächters der Grotte vor Augen geführt wird. In der Umgebung des Laacher See's und in der Eifel sind solche Mofetten überaus häufig. Die Untersuchungen von G. Bischoff haben gezeigt, daß die Exhalationen aus fast reiner Kohlensäure, mit nur geringer Beimengung von Sauerstoff und Stickstoff bestehen. Eine Gasquelle bei Burgbrohl liefert nach der Messung von Bischoff zwischen 1,546505 und 2,062250 Cubikfuß oder zwischen 196,370 und 261,705 Pfund Kohlensäure im Jahre, eine zweite Quelle in derselben Gegend strömt in 24 Stunden 4237 Cubikfuß aus. Auch das Gebiet erloschener Vulkane in der Auvergne ist reich an Mofetten. Eine großartige Entwicklung von Kohlensäure findet in der Umgebung von Marienbad in Böhmen statt, täglich 3600, jährlich 1,3 Millionen Cubikfuß; sie wird dort zu Kurzwecken (Kohlensäurebädern) benützt. Viel bedeutender sind jedoch die Mengen Kohlensäure, die vom Wasser absorbirt werden, und, wie wir später sehen werden, zur Entstehung von Sauerbrunnen Veranlassung geben.

Die Ursache der Bildung der Kohlensäure der Gasquellen darf man nicht in der Zersetzung organischer Stoffe suchen, sondern in der Zersetzung von Kalkstein oder anderen Carbonaten durch Kieselsäure unter Einfluß von hoher Temperatur und Wasser, wobei sich dann Silicate bilden. Man hat berechnet, daß der Kalkgehalt in einem 2500 Fuß hohen Basaltkegel einer Menge von Kohlensäure entspricht, die so groß ist, daß eine der reichsten Gasquellen im Brohlthale am Rhein 837,086 Jahre dadurch unterhalten werden könnte. Dagegen sind die Kohlenwasserstoff-Exhalationen eine nicht vulkanische Erscheinung die ihren Ursprung der Zersetzung organischer Stoffe verdankt. Man findet sie häufig in brennendem Zustand als sogenannte Erdfeuer, hohe mächtige Flammen bildend (Pietra mala zwischen Florenz und Bologna, Baku am caspischen Meer). In Gegenden, wo solche Erdfeuer vorkommen, trifft man gewöhnlich auch Petroleum an, und die Gase entwickeln sich ebenso aus den Quellen und Brunnen, in welchen man Petroleum gewinnt.

Schlammvulkane (z. Th. auch Salsen, Luftvulkane oder nach einer sicilianischen Localität ihres Vorkommens Makaluben genannt) sind ihrer äußeren Erscheinung nach kleine kegelförmige Hügel, oft nur von wenigen Fuß, oft von 100-500 Fuß Höhe, selten höher; sie bestehen aus Anhäufungen von thonigem Schlamm, welcher in breiartigem Zustand periodisch ausbricht und dadurch kleine Kegel mit kraterähnlichen Oeffnungen bildet, die oft in großer Anzahl, dicht neben einander liegend vorkommen. Bei den Schlammvulkanen wechseln, wie bei echten Vulkanen, Perioden der Ruhe mit Perioden schwächerer und intensiverer Thätigkeit, die sich, begleitet von leichten Erdbeben, bis zu wirklichen Eruptionen steigert. Anhaltender Regen weicht die Thonkegel zu Schlammtümpeln auf, welche an den Stellen, wo sich Gase entwickeln, in brodelnder Bewegung erscheinen. Ist der Schlamm zähe, so bilden sich auf der Oberfläche große Blasen, die endlich zerplatzen und den Schlamm nach allen Seiten umherschleudern.

Es gibt kalte Schlammvulkane in nicht vulkanischen Gegenden, bei welchen das ausströmende Gas hauptsächlich Kohlenwasserstoffgas (mit etwas Kohlenoxydgas und atmosphärischer Luft) ist und die einen salzigen Schlamm nebst Naphta oder Petroleum zu Tage fördern (sogenannte Naphta-Vulkane oder Salsen). Ihre Temperatur ist selten höher, als die der umgebenden Atmosphäre, nur bei sehr heftigen Ausbrüchen erhitzt sich bisweilen der Schlamm und das Gas entzündet sich, so daß Erdfeuer entstehen und Flammensäulen wahrgenommen werden. Solcher Art sind die Makaluben auf Sicilien mit 20—22° C., sowie die Schlammvulkane am caspischen Meer, deren Temperatur nur 32—37° C. erreicht. Nach Abich ist der Arsena am caspischen Meer das lehrreichste Beispiel. Der Kegel ist 1078 Fuß hoch, sein Krater hat $^2/_3$ der Größe des Vesuvkraters, ist elliptisch, mit niedrigen steil abstürzenden Wänden. An einer niedrigeren Stelle befinden sich Wasseransammlungen, die schwefelsaures Natron aufgelöst enthalten und Salzkrusten absetzen. Die Ansammlungen bilden sich aus Quellen, die stark sprudelnd mit Kohlenwasserstoffgasen hervorbrechen. Ströme von Schlammlava nehmen ihren Weg auf dem Rücken des Hügels.

Anderer Art sind die heißen Schlammvulkane, wie sie in vulkanischen Gegenden, z. B. auf Island, in Central-Amerika und auf der Nord-Insel von Neu-Seeland in der Region der heißen Quellen vorkommen. Diese Schlammvulkane sind nichts anderes, als heiße Schlammquellen oder schlammige Solfataren. Von den heißen Quellen oder Kochbrunnen wird später in dem Abschnitte über Quellen die Rede sein.

Erdbeben. Erdbeben sind Erschütterungen größerer oder kleinerer Theile der festen Erdrinde, die häufig mit eigenthümlichen anderen Erscheinungen verknüpft sind. Die Erschütterung aber ist die Folge eines Stoßes, der durch irgend welche Ursache oder Kraftäußerung, die ihren Sitz in der Tiefe unter der Oberfläche hat, erzeugt wird; sie pflanzt sich, der Elasticität der Massentheilchen entsprechend, nach den allgemeinen Gesetzen der Wellenbewegung in den Gesteinsmassen nach allen Richtungen, also auch nach der zunächst gelegenen Oberfläche fort, bis sie endlich erstirbt. Je nach der Art, der Festigkeit und der Structur der Gesteine wird die Fortpflanzung des Stoßes rascher oder langsamer, regelmäßiger oder unregelmäßiger erfolgen, immer aber werden, wenn die Erderschütterung die Oberfläche erreicht, hier an der Grenzfläche der festen Erdmasse, wo eine freiere Bewegung der Massentheilchen nach einer Seite hin stattfinden kann, auch ganz eigenthümliche Bewegungserscheinungen hervorgebracht werden. Lose Gegenstände werden fortgeschnellt, wie bei einer Stoßmaschine die letzte Billardkugel, Gebäude stürzen zusammen, Felsmassen lösen sich los, im Boden entstehen Risse und Sprünge, Spalten öffnen sich, der Boden hebt sich oder senkt sich, Quellen versiegen, andere verstärken sich; Wasser, Sand und Schlamm werden ausgeschleudert, so daß Rundlöcher oder Erdtrichter entstehen, wie die von Rosarno in Calabrien. In Bezug auf die Art der Bewegung an der Oberfläche unterscheidet man succussorische (aufstoßende), undulatorische (wellenförmig

schwankende) und rotatorische (im Kreise drehende) Bewegungen. Apparate, mittelst welcher man die Art und die Richtung der stattgehabten Bewegung bestimmen kann, heißen Erdbebenmesser (Seismographen oder Seismometer).

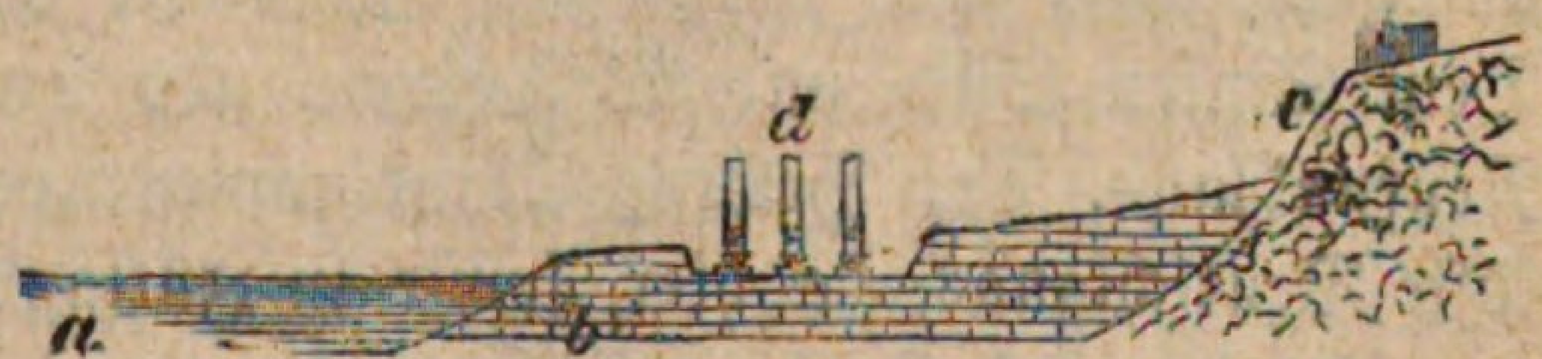
Zu den besonderen Erscheinungen, welche oftmals mit Erdbeben verbunden sind, gehören: Schallphänomene, wie unterirdisches Getöse, das als ein Brausen, Rasseln, Rollen oder Donnern gehört wird, elektrische (Licht-) Erscheinungen in der Atmosphäre, Ausströmungen von Dämpfen, Gasen, eigenthümliche Nebel, heftige Windstöße u. dgl. Bei den Seebeben oder submarinen Erdbeben fühlen die Schiffe auf dem Meere den Stoß, als ob sie auf Grund gerathen wären, wobei jedoch keine wellenförmige Bewegung der Wassermasse, sondern nur ein einfaches Erzittern derselben bemerkt wird. Erfolgt der Stoß dagegen in Küstengegenden, wie in Lissabon 1755 oder in Peru 1868, so entsteht durch die seitliche Reaction der festen Küstenböschung gegen die auflastende Wassermasse, in derselben Weise wie wenn man an den Rand einer mit Wasser gefüllten Schüssel stößt, eine Wellenbewegung in der Form von Meereswogen, die sich nach allen Richtungen hin über die Wasserfläche oft bis an die entferntesten Küsten fortpflanzen und hier ein abwechselndes Steigen und Fallen des Meeresspiegels, wie bei den Gezeiten, veranlassen. Man hat diese Erscheinung als Erdbebenfluth bezeichnet.

Erdbeben kommen in vulkanischen und nicht vulkanischen Gegenden vor, auch gibt es kein Merkmal, welches als sicheres Vorzeichen eines Erdbebens angesehen werden kann. Aus der Statistik der Erdbeben glaubt man zwar eine gewisse Abhängigkeit derselben von den Jahreszeiten und von den Mondphasen erkannt zu haben, die jedoch noch sehr der Bestätigung bedarf. Auf der nördlichen Hemisphäre sollen Erdbeben z. B. im Herbst und Winter häufiger vorkommen, als im Frühjahr und Sommer, und Alexis Perrey in Dijon hat nachzuweisen versucht, daß seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts von ungefähr 10,000 Erdbeben die meisten zur Zeit des Neumondes oder Vollmondes stattgefunden haben. R. Falb hat daraus auf eine Art Ebbe und Fluth des feuerflüssigen Erdinnern geschlossen, welche die Erdbeben verursache, und sich an der Oberfläche in Erdbebenvibrationen kundgebe. Mag diese mit viel Scharfsinn durchgeführte und durch zahlreiche Thatsachen unterstützte Theorie richtig sein oder nicht, in jedem Falle müssen wir die Erdbeben mit Rücksicht auf die Gesammtoberfläche unseres Planeten als eine sehr häufige und ganz gewöhnliche Naturerscheinung auffassen, die in früheren Erdperioden ebenso und wahrscheinlich noch viel intensiver als heutzutage aufgetreten und stets mit Dislocationen in den Schichten der Erde verbunden ist. Die allgemeine Ursache dieser Dislocationen und damit der meisten Erdbeben wird man aber in Hohlräumen oder Auflockerungen der festen Erdrinde suchen müssen, welche Verschiebungen, Senkungen, Einstürze und dadurch Erschütterungen verursachen. Die Bildung solcher Hohlräume in und unter der festen Erdkruste kann ihren Grund in einem allgemein terrestrischen Vorgang haben, nämlich in der allmählig nach innen fortschreitenden Abkühlung und Zusammenziehung des Erdinnern oder in localen Unterminirungen, welche sich aus den an der Erdoberfläche verändernd wirkenden Kräften

mit Rücksicht auf die geognostische Beschaffenheit der betreffenden Gegend erklären lassen. In nicht vulkanischen Gegenden z. B. mögen jene unterirdischen Demolirungen hauptsächlich durch die Erosionsthätigkeit der unterirdisch circulirenden Gewässer bedingt sein, und auf diese Art die sog. nicht vulkanischen Erdbeben veranlassen. In altvulkanischen Gegenden wird das Auflösungsvermögen der unterirdischen Gewässer noch vermehrt werden durch die Mitwirkung von Kohlensäure, Druck und hohe Temperatur, während in der Nähe der thätigen Vulkane allerdings auch der feuerflüssigen Lava eine Rolle zugeschrieben werden kann, und zwar vorzugsweise in der Art, daß durch das Aufsteigen der Lava locale Abschmelzungen stattfinden, worauf beim Zurücksinken derselben hohle oder mit Dampf erfüllte Räume zurückbleiben, die zu Einstürzen Veranlassung geben, wie sie uns die oben beschriebenen Vulkanruinen zeigen. So betrachtet sind die Erdbeben Erscheinungen, welche nur indirect mit dem Vulkanismus der Erde in Zusammenhang stehen, und zum Theil auf bloße Wasserwirkungen zurückgeführt werden müssen.

Hebungen und Senkungen des Bodens. In Gebieten, welche heftigen Erdbeben unterworfen sind und zumal in vulkanischen Gegenden, wie z. B. an der Küste von Chili, von Neu-Seeland u. s. w. beobachtet man häufig als directe Wirkung der Erdbeben plötzliche sog. instantane Hebungen oder Senkungen des Bodens. Oft erfolgt auch in verhältnißmäßig kurzer Zeit die Bodenbewegung in entgegengesetzter Richtung. Die Ruinen des Serapistempels bei Puzzuoli am Golf von Neapel liefern den Beweis, daß sich dort in christlichen Zeiten der Boden zuerst gesenkt und dann wieder merklich, wenn auch nicht in das frühere Niveau gehoben hat. Drei 42 Fuß hohe Cipolin-Säulen dieses Tempels, welche noch stehen, sind bis zu einer Höhe von 12 Fuß über dem Sockel unbeschädigt, darüber befindet sich aber eine mehrere Fuß hohe Zone, innerhalb welcher sie von Bohrmuscheln (Modiola lithophaga) angebohrt sind, die zum Theil noch in den Höhlungen sitzen. Ueber dieser Zone sind die Säulen wieder glatt. Der Fußboden des Gebäudes liegt jetzt ungefähr 1 Fuß unter dem Niveau des Hochwassers. Da nun nicht wahrscheinlich ist, daß man den Boden eines Tempels, der nur 100 Fuß von der Küste entfernt liegt, unter das Meeresniveau gelegt haben werde, so muß man annehmen, daß sich der Boden hier nach Erbauung des Tempels zuerst gesenkt und dann wieder, jedoch nicht bis zum früheren Niveau, gehoben hat. In noch großartigerem Maßstabe sind solche Wirkungen in diesem Jahrhundert an der Küste von Chili beobachtet worden, wo einzelne Strecken durch verschiedene ruckweise Hebungen und Senkungen Niveauveränderungen um mehrere Fuß erlitten haben.

Fig. 50.



a. Das Meer. b. Junge marine Ablagerungen. c. Altes Meeresufer. d. Die drei Säulen des Serapis-Tempels.

Säculare Hebungen oder Senkungen erfolgen so langsam, daß ihre senkrechte Wirkung nur wenige Fuß im Laufe eines Jahrhunderts beträgt. — Schon seit Jahrhunderten glaubten z. B. die Anwohner der schwedischen Küsten wahrzunehmen, daß das baltische Meer sich vom Lande zurückziehe. Jedoch Leop. v. Buch suchte 1807 die Thatsache, daß man an der schwedischen Küste in Gebieten auf Kunststraßen fahre, die ältere Leute noch als Meeresbuchten gekannt hatten, dadurch zu erklären, daß sich ganz Skandinavien aus dem Schoße des Meeres erhebe. Diese langsame Hebung soll in den letzten 100 Jahren 1—4 Fuß betragen haben. Dagegen fand der Däne Pingel, daß die Westküste von Grönland langsam gegen die Davisstraße sich hinabsenke; denn Pfähle, an denen man früher Fahrzeuge zu befestigen pflegte, waren mit ihren Köpfen unter Wasser gerathen. Als Charles Darwin auf seiner Fahrt um die Erde (1831—36) mit Fitzroy die Bildung der Koralleninseln (Atolle) in der Südsee und im indischen Ocean genauer untersuchte, fand er Beweise, daß, soweit sich jene niedrigen Inseln erstrecken, der unterseeische Boden, von welchem sie emporgewachsen, gesunken sein müsse. Dem Senkungsgebiet im Pazifischen Ocean steht gegenüber das Aufsteigen der Westküste von Südamerika. Pöppig zuerst und nach ihm Darwin haben diese Thatsache ermittelt und alte Strandlinien in Chili nördlich von Conception bis zu 750 F., bei Valparaiso bis zu 1200 Fuß über dem jetzigen Meeresniveau nachgewiesen. Bei Valparaiso soll das Aufsteigen 10 Fuß in 20 Jahren betragen haben.

Wenn man nun auf einer Erdkarte alle Küsten, an denen eine Senkung und ein Landverlust in jüngeren Zeiten, und ebenso alle Küsten, an denen ein Wachsthum des Landes oder ein senkrechtes Aufsteigen wahrgenommen wird, durch verschiedenfarbige Ränder bezeichnet, um zu einem Gesammtüberblick dieser Erscheinungen zu gelangen, so erhält man den Eindruck, als ob sich beide Bestrebungen das Gleichgewicht hielten, denn wenn auch die steigenden Ufer ein wenig mehr Entwicklung zu besitzen scheinen, als die sinkenden, so ist doch anzunehmen, daß viele der letzteren der Beobachtung entgehen, weil die Merkmale des Sinkens meistens durch das Untersinken selbst unsern Blicken entzogen werden. Ein gegenseitiges sich Ausgleichen der Bewegungen nach aufwärts und nach abwärts darf auch daraus geschlossen werden, daß längs derselben Küste sehr oft die Hebung in eine Senkung übergeht, oder daß, wenn die eine Küste steigt, die gegenüberliegende Küste sinkt. Dem Sinken Süd- und West-Grönlands entspricht eine Hebung in Labrador und Neufundland. Der Hebung Skandinaviens entspricht eine Senkung der ganzen Nordküste Deutschlands, da hier, sowie in Jütland und Holland ein Verlust an Land und zum Theil an senkrechter Höhe beklagt wird. Daß auch in früheren geologischen Perioden solche Hebungen und Senkungen der Erdkruste vielleicht in weit großartigerem Maaßstabe und in häufigerem Wechsel als gegenwärtig stattgefunden haben, das beweisen die marinen Ablagerungen verschiedener Perioden, die jetzt große Theile des Bodens der Continente zusammensetzen, sowie die häufigen Wechsellagerungen rein mariner Schichten mit Land-, Sumpf- und Süßwasserbildungen. Untersucht man endlich, nach welchen Richtungen sich die Gestalt der Continente in den jüngsten Perioden

geändert hat und noch ändert, so ergibt sich, wie Dr. Peschel nachgewiesen hat, daß sich die Continente seit der Tertiärperiode im Allgemeinen nach dem Norden und nach dem Westen der Erde auszudehnen gesucht, im Osten und Süden aber verloren haben. So ist seit der Tertiärperiode die norddeutsche Ebene dem Meere entstiegen. Die größte Veränderung in der alten Welt aber fand statt durch das Wachsthum des nördlichen Rußlands, soweit etwa die Tundren reichen, und des transuralischen Asiens. Dort erstreckte sich das Meer in den tertiären Zeiten bis zum Baikal-See, einem alten Küstenfjord, und bis nahe an den Altai. Daß noch jetzt Sibirien, von der Lenamündung bis in die Nähe der Behringsstraße, nach Norden wächst, ist von verschiedenen Reisenden bestätigt worden. Im indischen Meere dagegen und im Pacifischen Ocean sind ganze Festländer versunken. Man nennt den versunkenen Continent des indischen Oceans Lemuria; er gilt als die Urheimat der Halbaffen. Zu ihm gehörten Madagaskar, die granitischen jetzt sinkenden Seychellen, die Malediven, Ceylon, ja er mag sich vielleicht bis zu den Kilings-Inseln oder noch weiter östlich erstreckt haben. Ebenso verrathen die sinkenden Korallen-Inseln der Südsee in ihrer gegenseitigen Lage noch die nordwestliche Streichungsrichtung von ehemaligen Gebirgskämmen.

Die Ursachen dieser Niveauveränderungen sind äußerst schwierig zu ermitteln und daher die Ansichten der Geologen darüber sehr getheilt. Während die Einen sie mit dem Vulkanismus der Erde in Verbindung bringen, erblicken Andere in den Hebungen nur die Folge einer bis in bedeutende Tiefe stattfindenden Umwandlung der Gesteine, sei es durch Krystallisation oder Verwitterung, bei welchem Processe eine ansehnliche Volumvermehrung, ein langsames Aufquellen oder eine langsame Auflockerung und daher Emportreibung der Massen stattfinde. Neuerdings macht sich auch die Ansicht geltend, daß viele sog. Hebungen und Senkungen auf Niveauschwankungen des Meeres zurückzuführen seien.

Die Entstehung der Gebirge. Auch die Entstehung der Gebirge hat man aus der hebenden Kraft des Vulkanismus zu erklären und auf Wirkungen von Innen nach Außen, oder von der Tiefe der Erde nach oben zurückzuführen versucht. Um jedoch eine Theorie der Gebirgsbildung, wenn auch nur in allgemeinen Zügen, geben zu können, müssen wir auf den Urzustand der Erde zurückgehen. Die Erde, wie alle bekannten Himmelskörper, muß — schon ihre Kugelgestalt deutet darauf hin — aus einem gasförmigen oder wenigstens flüssigen Urzustande sich herausgebildet haben. Die spectralanalytischen Untersuchungen der Sonne stützen ferner fast unwiderleglich die Ansicht, daß wie heute noch die Sonne, so einst auch die Erde feuerflüssig gewesen und allmählig durch Ausstrahlung der Wärme in den Weltraum sich abgekühlt habe. Jeder Wärmeverlust ist aber mit Zusammenziehung verbunden. Eine erste feste Erdschale konnte also nur scherbenweise oder schollenweise sich zusammensetzen und mußte durch den Druck der schwimmenden Schollen die unterliegende Flüssigkeit zwischen dieselben so lange und wiederholt heraufdrängen, bis sich die letzten Spalten endlich schlossen. Solchen ersten Spalten-Ausfüllungen mögen wir die

meisten der noch jetzt zu Tage anstehenden plutonischen Gesteine, wie Granit, Syenit u. s. w. verdanken. Als die erste Schale geschlossen war, setzte sich im Innern die Abkühlung und Contraction der Masse fort; die zuerst gebildete äußere Schale wurde für den schwindenden Erdkern nach und nach zu weit. Es mußten sich Höhlungen bilden unterhalb der ersten Schale, oder zwischen dieser und einer, wenn man will, zweiten nach innen gebildeten Kruste. Die äußere Schale, auf diese Weise vielfach ohne Stütze, mußte also einbrechen, um die Höhlungen auszufüllen. Die eingebrochenen Schollen schoben sich an den Rändern übereinander oder richteten sich gegen einander auf, wobei einzelne Schollen oft sogar umkippten und ihre Unterseite nach oben kehrten. Die aufgerichteten Ränder bildeten erhabene Nähte über der Erdfläche, die Gebirge, bald einfach bald mehrfach parallel, bald unter den verschiedensten Winkeln gegen einander laufend. So können wir uns erklären, daß in den Gebirgen die Schichten stets in der mannigfaltigsten Weise dislocirt erscheinen. Durch Zusammenpressung der Schalenstücke konnten auch Faltungen ohne Brüche entstehen, wie sie die parallelen Höhenzüge der Alleghanies in Nord-Amerika zeigen, deren Schichten blos gebogen, nicht gebrochen sind. Die eingesunkenen Theile der Schollen bildeten die Einsenkungen, in denen sich das Wasser sammelte, sobald dasselbe seine ursprüngliche Dampfform mit der flüssigen vertauscht hatte. Das erste Meer hat sich wahrscheinlich schon sehr frühzeitig gebildet, schon gleichzeitig mit der Bildung der krystallinischen Schiefergesteine. Dafür sprechen auch die vielen sehr mächtigen und weit verbreiteten Ablagerungen der paläozoischen Periode, die Producte der Abtragung der ersten Erhebungen durch eine sie umspülende Fluth. Bei der fortschreitenden Zusammenziehung zeigt die Erde, indem sie die allgemeine Rundung beibehält, flächenweise Einbiegungen — die Meeresbecken — zwischen den hohen Rändern der Schollen — den Gebirgen —, und Aufwölbungen an anderen Stellen — die Continente und Hochländer. Das Meer verdickt seine Unterlage in den Einsenkungen durch seine Absatzstoffe und vergrößert dadurch, sowie durch sein eigenes Gewicht den Druck, den es an seinen Ufern durch Abspülung andererseits verringert; daraus läßt sich vielleicht erklären, daß die Grenzregion zwischen Land und Meer gegenwärtig vorzugsweise die Region vulkanischer Durchbrüche ist.

Das Erdinnere und die Ursache des Vulkanismus der Erde. Schon aus dem Bisherigen ergibt sich, daß die Erscheinungen des Vulkanismus auf einem allgemein terrestrischen Zustande beruhen und daß die Ursache desselben wahrscheinlich im Innern der Erde zu suchen ist. Das Innere der Erde ist uns aber verschlossen, nur die Wärme gibt uns einigen Aufschluß über dessen Zustand. Die oberste Erdschichte nimmt an den im Laufe des Tages und des Jahres erfolgenden Veränderungen der Wärme Theil; auf jedem Punct der Erde kommt man aber in einer gewissen Tiefe unter der Oberfläche auf eine Zone constanter Temperatur, sie liegt im mittleren Europa in einer Tiefe von 80 bis 90 Fuß. Diese Tiefe bezeichnet die Grenze, bis zu welcher die jährlichen Temperaturwechsel von der Oberfläche eindringen. Die Erfahrung lehrt, daß unterhalb dieser Stufe die Temperatur der

Erde nicht mehr von dem erwärmenden Einflusse der Sonne abhängig ist, sondern von einer im Innern der Erde gelegenen Wärmequelle, indem die Temperatur mit größerer Tiefe zunimmt. Diese Wärmezunahme beträgt nach Beobachtungen, welche man in Bergwerken und bei der Bohrung artesischer Brunnen gemacht hat, in runder Zahl 1 Grad C. für 100 Fuß.*) Heiße Quellen und die geschmolzenen Laven der Vulkane, die aus noch viel größeren Tiefen stammen, als der directen Beobachtung des Menschen zugänglich sind, beweisen, daß die Wärmezunahme nach Innen sich bis zur Siedhitze des Wassers (schon bei 10,000 Fuß), ja bis zum Schmelzpunkt der Gesteinsmassen steigert, und führen so zu der Annahme feuerflüssiger Massen im Erdinnern. Setzt man mit Mitscherlich den Schmelzpunkt des Granits auf 1300° C. und nimmt man an, daß die Wärmezunahme in arithmetischer Progression erfolgt, so müßte schon in einer Tiefe von 130,000 F. d. i. von 5 bis 6 Meilen das Erdinnere in feuerflüssigem Zustande und die Dicke der festen Erdkruste daher im Verhältniß zum Erdhalbmesser (1719 Meilen) eine äußerst geringe sein. Aber, fügt Alex. v. Humboldt dieser Berechnung hinzu, Einwirkungen des Druckes und der Wärmeleitung lassen voraussetzen, daß die geothermischen Tiefenstufen mit zunehmender Tiefe selbst einen größeren Werth haben. Die wahre Dicke der festen Erdrinde wird daher größer, vielleicht 8 bis 10 Meilen sein, und nicht ohne Grund darf man auch vermuthen, daß die Dicke nicht überall gleich groß ist, sondern daß hier und da in der festen Kruste Hohlräume existiren, welche gleichsam große Reservoirs von feuerflüssigen Massen bilden, die aus dem Innern emporgepreßt sind.

Auf dieser Hypothese von einem jetzt noch feuerflüssigen Erdinnern, die auch mit der aus astronomischen und physikalischen Thatsachen abgeleiteten Folgerung zu stimmen scheint, daß der Erdkörper ursprünglich eine glühend flüssige Kugel gewesen sei, um die sich in Folge allmähliger Abkühlung eine feste Kruste gebildet hat, beruht die plutonische Theorie des Vulkanismus. Nach dieser Theorie sind die vulkanischen Erscheinungen die Folge der Einwirkungen des feuerigflüssigen Erdinnern auf die äußere erstarrte Erdkruste. In früheren Perioden waren solche Einwirkungen, die sich in Erdbeben und Ausbrüchen feuerigflüssiger Massen zu erkennen geben, bei geringerer Dicke der erkalteten Kruste häufiger, allgemeiner und gewaltiger, heute sind sie mehr localisirt und periodisch. Nach dieser Ansicht findet durch den vulka-

*) Reich fand im sächsischen Erzgebirge 129 Fuß für 1 Grad, Philipp's im Newcastler-Kohlengebirge 100 F., Cordier in französischen Kohlengruben 111, Fuß.

Bei der Bohrung

des artes. Brunnens von la Grenelle in Paris	und des Bohrbrunnens von Neusalzwerk in Westphalen
ergaben sich folgende Resultate:	
bei 917 P. F. eine Temp. von 22.$_{2}^{0}$ C.	bei 580 P. F. eine Temp. von 19.$_{7}^{0}$ C.
„ 1231 „ „ „ „ „ 23.$_{75}^{0}$ „	„ 1285 „ „ „ „ „ 27.$_{5}^{0}$ „
„ 1555 „ „ „ „ „ 26.$_{43}^{0}$ „	„ 1935 „ „ „ „ „ 31.$_{4}^{0}$ „
„ 1684 „ „ „ „ „ 27.$_{70}^{0}$ „	„ 2144 „ „ „ „ „ 33.$_{6}^{0}$ „
Zunahme von 1 Grad auf 95 Fuß.	Zunahme von 1 Grad auf 92 Fuß.

nischen Schacht eine directe Communication mit dem Erdinnern statt, und Humboldt betrachtete daher die thätigen Vulkane als Schutz- und Sicherheitsventile für die nächste Umgebung. Die Gefahr des Erdbebens wächst, wenn die Oeffnungen der Vulkane verstopft und ohne freien Verkehr mit der Atmosphäre sind.

Gegen diese Anschauungen wurde jedoch geltend gemacht, daß, wenn das Erdinnere noch heute in feuerflüssigem Zustande sich befinde, die Stabilität der festen Erdrinde eine weit größere Dicke derselben, wenigstens von 15—20 geographischen Meilen verlange, während gewisse Thatsachen einen der Erdoberfläche verhältnißmäßig nahen Sitz der vulkanischen Kräfte, und physikalische Gründe einen festen Erdkern voraussetzen.

Die plutonische Theorie wurde daher von den englischen Geologen Hopkins und Poulett Scrope wesentlich modificirt. Hopkins meint nämlich, daß wir uns bei der Erde den Anfangszustand als einen Zustand vollkommener Fluidität zu denken haben, welcher den Theilchen eine freie Bewegung unter sich, und in Folge dessen eine „Abkühlung durch Circulation" gestattete. Die abgekühlten schwereren Theile sanken von außen nach innen und an ihre Stelle traten die wärmeren leichteren Theile, die von innen gegen die Oberfläche aufstiegen. Nachdem sich so nach und nach in der ganzen Erdmasse eine gewisse Temperatur hergestellt hatte, habe die Festwerdung in Folge des höheren Druckes, der das Festwerden begünstige, am Mittelpunkt begonnen und sei gegen den Umfang fortgeschritten, nicht umgekehrt. Endlich aber mußte in Folge fortschreitender Abkühlung der ganzen Masse diese an der Oberfläche einen Zustand unvollkommener Fluidität annehmen, die eine weitere Abkühlung nicht mehr durch Circulation, sondern nur mehr „durch Leitung" möglich machte. Nun erst begann auch die Festwerdung von der Oberfläche aus und es mußte somit ein Zeitpunkt eintreten, in welchem die Erde aus einer äußeren Schale und einem Kerne bestand mit geschmolzener Masse zwischen beiden; und in diesem Zustande befinde sich die Erde noch gegenwärtig. Nach dieser Hypothese wäre also zwischen dem festen inneren Kern und der festen äußeren Kruste eine Portion noch flüssiger Masse, sei es in der Form isolirter Reservoire oder unterirdischer Becken, oder, wie Scrope annimmt, in Form einer continuirlichen Schichte, die nun als der Sitz der vulkanischen Thätigkeit zu betrachten ist.

Abermals eine Modification dieser Ansicht ist endlich die hydroplutonische Theorie Sterry Hunt's, der gleichfalls einen festen wasserfreien Erdkern annimmt und eine feste äußere Kruste, mit einer Zwischenlagerung einer theilweise in flüssigem Zustand und zwar in wässerigem Schmelzfluß befindlichen Schichte; allein diese denkt er sich nicht als einen noch nicht erstarrten Theil der ursprünglich feuerflüssigen Kugel, sondern als den äußeren Theil der festgewordenen primitiven Erdmasse, die durch chemische und mechanische Einflüsse zersetzt, modificirt und mit Wasser imprägnirt ist, und durch den ungeheuren Druck der darüber abgelagerten sedimentären Bildungen in solche geothermische Tiefenstufen gelangt, daß sie unter dem Einflusse von Hitze und Druck in wässerigen Schmelzfluß geräth. Nach Hunt

kommen Vulkane deßhalb hauptsächlich in Regionen vor, wo durch eine Senkung mächtiger sedimentärer Ablagerungen Brüche und Dislocationen hervorgebracht wurden, auf welchen Wasser eindringt und geschmolzene Masse emporgedrängt wird also an den Küsten der Continente oder auf sinkendem und gesunkenem Meeresgrund.

So ist die für jetzt wahrscheinlichste Hypothese diejenige, daß die Erde aus einem ungeheuren festen Kern (wahrscheinlich ein Eisenkern) besteht und aus einer verhärteten äußeren Rinde (vorherrschend aus Silikaten zusammengesetzt) mit einer dazwischen gelagerten Region von verhältnißmäßig geringer Tiefe, die sich in einem unvollkommenen Zustand der Schmelzung befindet.

2. Das Wasser.

Quellen, Flüsse, Seen, das Meer, Eis und Gletscher.

Das Wasser ist die verbreitetste Stoffverbindung auf der Erdoberfläche. Man hat berechnet, daß das Gewicht der Wassermasse des Ocean's $^1/_{24000}$ des Gesammtgewichtes der Erde ausmache (bei einer durchschnittlichen Meerestiefe von 12000 Fuß). Diese Wassermasse ist in einem beständigen Kreislauf begriffen. Das Wasser steigt als Wasserdampf auf in die Luft, verdichtet sich und kommt als atmosphärischer Niederschlag wieder auf die Erde zurück. Angenommen, sämmtliche Meere enthalten bei einer mittleren Tiefe von einer halben deutschen Meile 3,500000 Kubikmeilen Wasser und es fallen auf der ganzen trockenen Erdoberfläche jährlich 36 Zoll Wasser als Thau, Regen, Hagel und Schnee, oder circa 3000 Kubikmeilen Wasser, so wären 1166 Jahre nothwendig für den gesammten Wasserumsatz des Meeres, oder ehe der Inhalt der Meere einmal verdunstend sich erneuert. Die Menge des Wassers auf der Erde bleibt sich aber keineswegs immer gleich; denn fortwährend wird ein Theil des Wassers dadurch der Circulation entzogen, daß kein Gestein und kein organisches Wesen ohne Wasser besteht. Selbst die dichtesten Gesteine und Mineralien wie Granit, Porphyr, Basalt, Achat, Opal saugen Wasser auf und enthalten hygroskopisches Wasser. Ebenso findet eine freilich fast unbemerkbare, sehr langsame aber unausgesetzt wirkende Verminderung der Wassermenge durch die Bildung von Hydraten beim Verwitterungsproceß der Gesteine statt, wodurch Wasser chemisch gebunden wird.

Man hat berechnet, daß $^1/_{17}$ der ursprünglichen Wassermenge der Erde auf diese Weise bereits gebunden ist. Wenn dieser Proceß fortgeht, so muß mit der Zeit alles Wasser mineralisch gebunden werden, und dieß wäre — freilich erst nach unendlich langen Zeiträumen — das Ende der organischen Welt. Auf dem wasserlosen Monde, lehrt uns die Astronomie, ist jene Hydratbildung bereits vollendet. Auf der Sonne, in deren Gashülle noch Kalium und Natrium in gasförmigem Zustand enthalten sind, hat sie noch nicht begonnen.

A. Das süße Wasser.

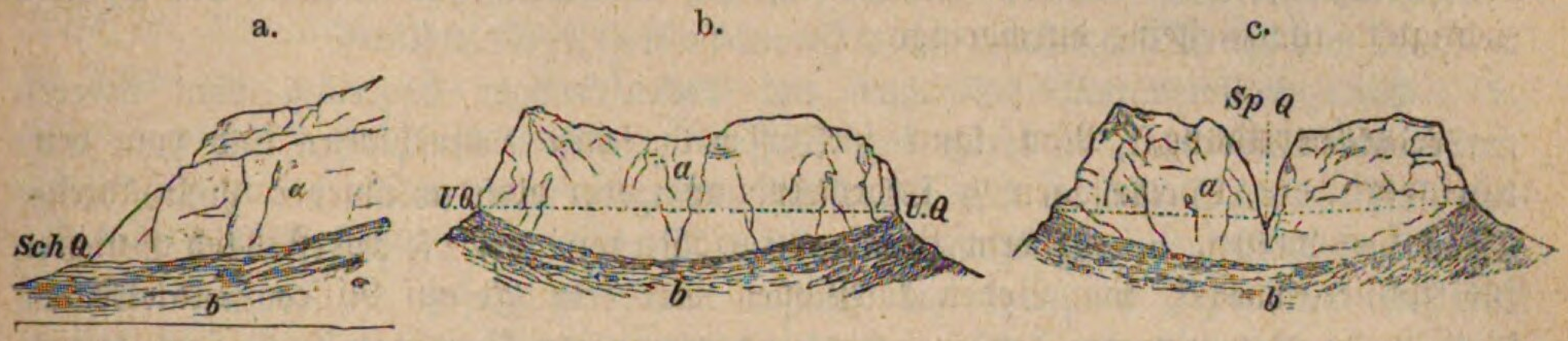
Süßes Wasser ist das Wasser der atmosphärischen Niederschläge, dem alle Quellen, Flüsse und Landseen ihren Ursprung verdanken, und das als Gebirgsfeuchtigkeit alle Gesteine durchdringt.

Quellenbildung. Man kann im großen Ganzen annehmen, daß von den atmosphärischen Niederschlägen $1/_3$ sofort verdunstet oder von der Thier- und Pflanzenwelt aufgenommen, $1/_3$ von dem Boden aufgesogen wird und $1/_3$ oberflächlich abfließt. Das Wasser, welches vom Boden aufgesogen wird, dringt auf Rissen und Klüften der Gesteine oder vermöge der größeren und geringeren Porosität und Capillarität derselben in die Tiefe ein. Dadurch ist die ganze äußere Erdrinde bis zu gewisser Tiefe mit Wasser durchtränkt. Dasselbe erscheint in den Erdschichten in dreifacher Weise: als Gebirgsfeuchtigkeit in den Poren aller Gesteine, als Grundwasser in wasserführenden Schichten, welche wasserdichte Schichten zur Unterlage haben, und endlich als frei circulirendes Wasser in Spalten, Klüften und Höhlen. Eine besondere Art unterirdischer Wasserführung kommt endlich in der Nähe von Flüssen und Bächen vor, indem das Wasser derselben seitwärts in die wasserdurchlassenden Schichten der Ufer eindringt oder infiltrirt wird. Aus diesen unterirdischen Wasseransammlungen nehmen alle Quellen ihren Ursprung. Das Quellwasser ist somit atmosphärischen Ursprungs und die Quelle aller Quellen ist in letzter Instanz das Meer. Wo kein Wasser aus der Atmosphäre niederfällt, finden sich nur dann Quellen, wenn die innere Gebirgsstructur der Art ist, daß Wasser von weither zufließen kann. Wo nur zu bestimmten Perioden Regen fällt, da fließen auch die Quellen periodisch und versiegen während der trockenen Zeit; in Gegenden aber, wo die meteorischen Niederschläge das ganze Jahr hindurch fallen, fließen auch die Quellen beständig. Die Quellen sind entweder absteigende oder aufsteigende, je nachdem das Wasser von höheren Punkten in geeigneten Kanälen einfach herabfließt, um an tieferen Punkten wieder zum Vorschein zu kommen, oder durch Druck, sei es nun hydrostatischer Druck oder der Druck mit aufsteigender Gase, aus der Tiefe emporsteigt. Absteigende Quellen sind in der Regel kalt, aufsteigende warm.

Wir wollen das Gesagte durch einige Beispiele erläutern. Zu den absteigenden Quellen gehören die meisten Quellen in der Kalkzone der Alpen. Hier liegen nämlich durchklüftete, das Wasser durchlassende Kalke (a) auf wasserdichten Thonschiefern und Schieferthonen (b). Das eindringende Wasser sammelt sich daher auf der Grenze dieser beiden Gesteinsbildungen, und die Quellen entspringen an den Thalseiten entweder als Schichtquellen (Fig. 51 a), die von der geneigten Grenzfläche beider Gesteine abfließen, oder als Ueberfallquellen (Fig. 51 b), welche den Ueberfall unterirdischer Wasserbecken über dem wasserdichten Schieferthon bilden, oder endlich als Spaltquellen (Fig. 51 c) auf Aufbrüchen des Kalkgebirges. Zu den aufsteigenden Quellen gehören dagegen die am östlichen Bruchrande

der Kalkalpen entspringenden warmen Quellen von Baden (29° C.), Vöslau (19° C.), Fischau u. s. w.

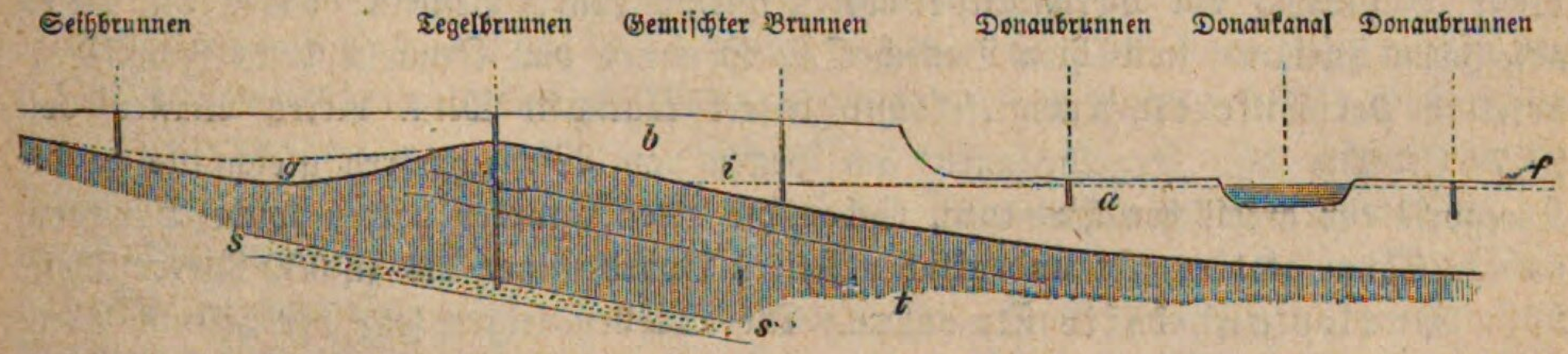
Fig. 51.



Schichtquelle. Ueberfallsquelle. Spaltquelle.

In den Niederungen bei Wien bestehen die wasserdurchlassenden oder wasserführenden Schichten aus diluvialen und tertiären Sand- und Geröllschichten, während die thonigen Schichten — der Wiener-Tegel — wasserdicht sind. Das von der Oberfläche durch die wasserdurchlassenden Schichten einsickernde Wasser („Seihwasser") fließt deshalb als **Grundwasser** an der Tegeloberfläche ab und sammelt sich über den becken- und muldenförmig gelagerten Tegelschichten. Ferner hat die Donau ein **Infiltrationsgebiet**, das soweit reicht, als alluviale und diluviale Sand- und Schotterbildungen in gleichem Niveau mit dem Strome an beiden Ufern verbreitet sind. Je nachdem nun die **Brunnen** von Wien ihr Wasser aus dem Infiltrationsgebiet der Donau oder aus dem Grundwasser über der Tegeloberfläche oder endlich aus wasserführenden Schichten unter den obersten Tegelschichten nehmen, unterscheidet man: Donaubrunnen, Seihbrunnen und Tegelbrunnen, während man solche Brunnen, in welchen Donauwasser und Seihwasser zusammenfließt, als gemischte Brunnen bezeichnet.

Fig. 52.



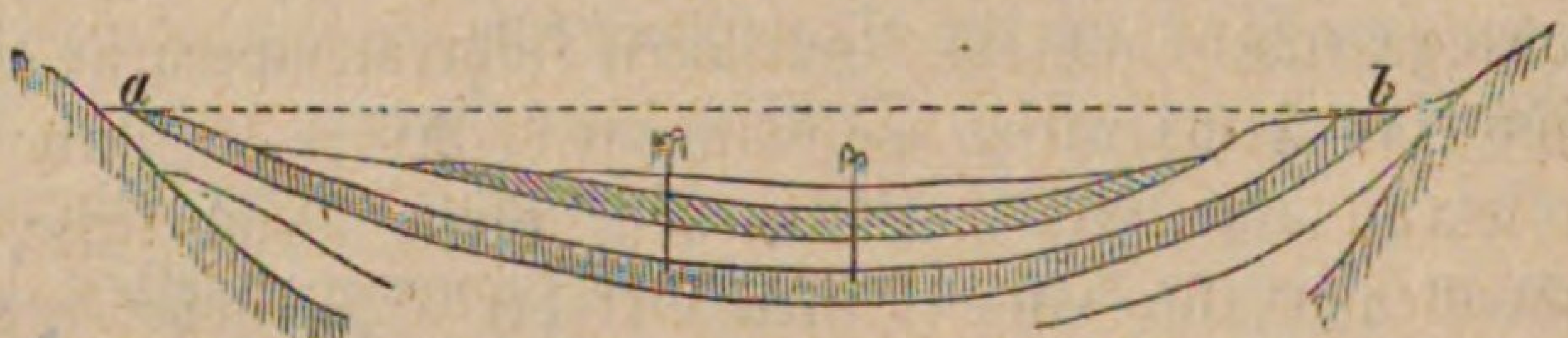
Die Brunnen von Wien.
Alluvium, 480′ über dem Meere. b Diluvialterrasse, 528 Fuß über dem Meere. i—f Infiltrationsgebiet der Donau. t Tegel. s wasserführende Sand- und Geröllschichte. g Grundwasser.

Im Gebiet volkreicher Städte fließen dem Boden mit dem Sickerwasser viele Unreinigkeiten zu und versinken bis zum Grundwasser. Es entstehen dadurch in den-

jenigen Schichten, welche je nach dem Stand des Grundwassers bald wassererfüllt, bald nur feucht sind, Fäulnißprocesse, welche sehr gesundheitsschädliche Wirkungen haben. Daraus soll sich, wie Pettenkofer meint, der Zusammenhang des epidemischen Auftretens mancher Krankheiten, wie namentlich der Cholera, des Typhus u. s. w. mit den Schwankungen des Grundwasserspiegels erklären.

Sind wasserführende Schichten mit beckenförmiger Lagerung von anderen wasserdichten überdeckt, so bleibt das Wasser in jenen eingeschlossen und kann nicht von selbst als Quelle an die Oberfläche dringen, selbst wenn der hydrostatische Druck das Aufsteigen möglich machen würde. Werden aber die betreffenden Schichten künstlich durchbohrt, so steigt das Wasser nach dem Gesetz der communicirenden Röhren im Bohrloch oder selbst noch über dasselbe als Springquelle so hoch empor, als dem vorhandenen Drucke entspricht. Solche künstlich erbohrte aufsteigende Quellen nennt man Bohrbrunnen oder artesische Brunnen, weil die ersten Quellen dieser Art im Jahre 1126 in der Grafschaft Artois im nordwestlichen Frankreich erbohrt wurden.

Fig. 53.



Bohrbrunnen oder artesische Brunnen.
a—b wasserführende Schichte.

Das günstigste Terrain für die Anlage artesischer Brunnen bieten Gegenden mit einer beckenförmigen Lagerung der Schichten, in welchen ein ununterbrochener Zusammenhang unterirdischer Wasseransammlungen in wasserführenden Schichten mit einem höher gelegenen Auffaugungsgebiet stattfindet. Besonders günstig sind in dieser Beziehung die Verhältnisse des Paris-Londoner Beckens; daher die vielen artesischen Brunnen in diesem Becken. Der Brunnen von Grenelle beim Invalidenhotel in Paris ist 547 Meter tief und liefert täglich 3 Mill. Litres Wasser von 27.7° C. Die sog. „Tegelbrunnen" im Becken von Wien gehören gleichfalls in die Kategorie der artesischen Brunnen. Schon die alten Egypter hatten solche Brunnen, und in China gibt es seit undenklichen Zeiten Bohrbrunnen bis zu 900 Meter Tiefe.

Warme und kalte Quellen. Die Quellen zeigen sehr verschiedene Temperaturgrade. Ihre Temperatur richtet sich theils nach der geographischen Breite und dem Klima des Ursprungsortes, theils nach der Temperatur der Gesteinsschichten in der Tiefe, aus denen sie entspringen. Es ist, wie wir früher (S. 58) gesehen haben, in den Erdschichten eine Grenze, bis zu welcher die Variationen der Lufttemperatur sich geltend machen. Nach Boussingault liegt diese Grenze in den Tropen in einer Tiefe von 1—2 Fuß, in unseren Gegenden in einer Tiefe von 80 bis 90 Fuß. In dieser Tiefe entspricht die Temperatur der mittleren Jahres-

temperatur an der Oberfläche. So ist z. B. in den Kellern des Observatoriums zu Paris in 28 Meter Tiefe ein Thermometer, dessen Schwankungen außerhalb der Beobachtungsgrenze liegen; dasselbe zeigt Jahr aus Jahr ein 11.7° C.

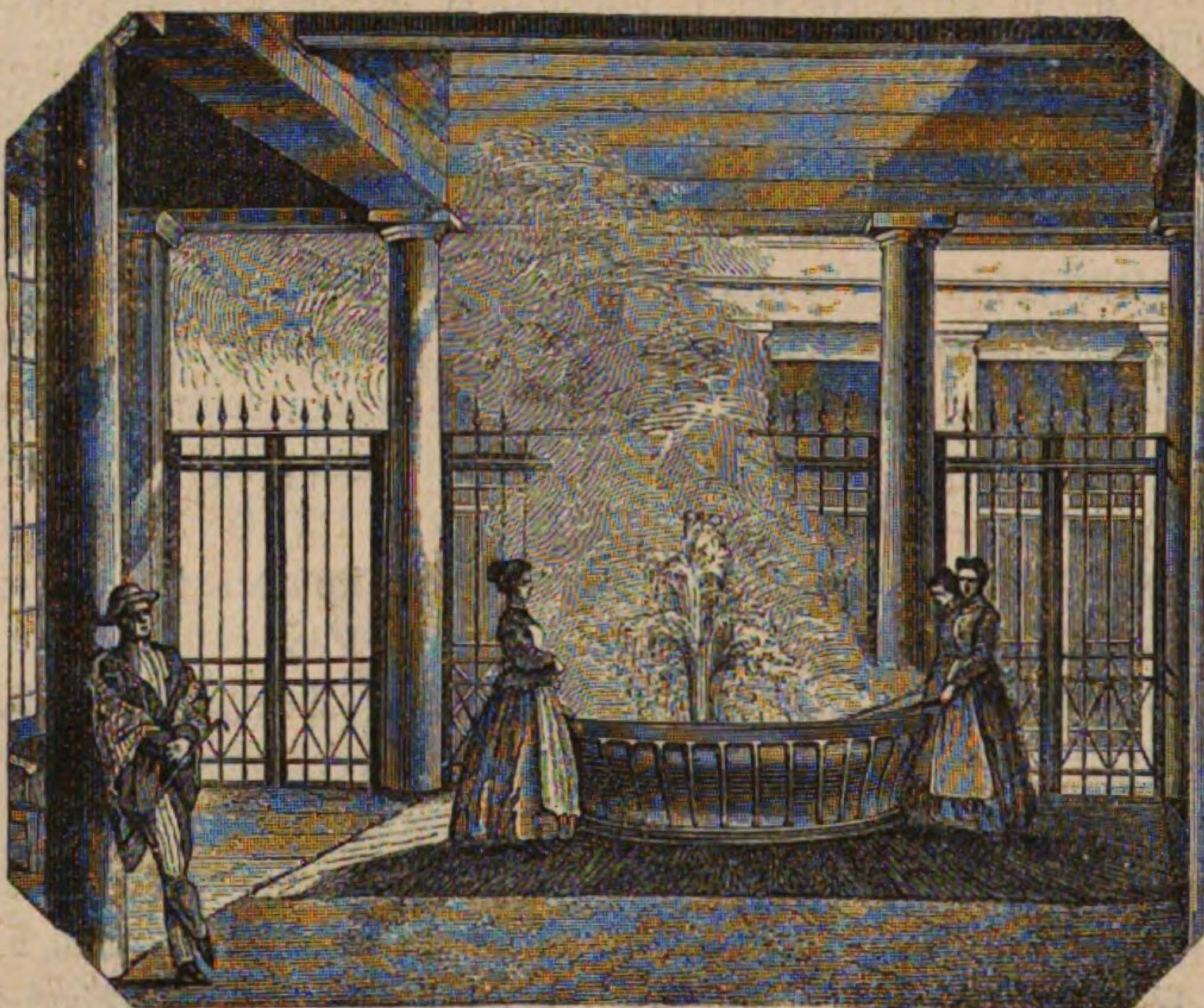
Quellen, deren Wasser nur in Schichten bis zu derjenigen geothermischen Tiefenstufe, die der mittleren Jahrestemperatur entspricht, circulirt, sind kalte Quellen; sie haben eine veränderliche Temperatur, die bald größer, bald kleiner sein wird, als die mittlere Jahrestemperatur des Ortes ihres Ursprunges. Quellen, deren Wasser tiefer in der Erde circulirt, als derjenige Punkt liegt, an welchem die jährlichen Temperaturschwankungen des Bodens verschwinden, besitzen eine constante Temperatur, die in Folge der nach dem Erdinnern zunehmenden Wärme eine höhere ist, als die mittlere Jahrestemperatur. Alle solche Quellen nennt man warme Quellen oder Thermen. Der Begriff Therme ist daher je nach dem Orte wo die Quelle entspringt, ein sehr veränderlicher. Je näher dem Aequator und dem Meeresspiegel, desto wärmer muß eine Quelle sein, um als Therme gelten zu können, je näher am Pole oder je höher über dem Meeresspiegel, desto niedriger kann die Temperatur der Therme sein. Bei Giwarta-Fiäll in Lappland mit einer mittleren Jahrestemperatur von — 3° C. ist eine Quelle von + 1·2° C. bereits eine Therme. In den Aequatorialgegenden mit einer mittleren Jahrestemperatur von 26—28° C. muß eine Therme eine Temperatur von mindestens 30° C. besitzen.

Absolut warm sind also nur Quellen, deren Temperatur höher ist, als die mittlere Jahrestemperatur am heißesten Ort der Erde, höher als 30° C. Solche absolute Thermen sind sehr allgemein auf der Erde verbreitet, sie kommen unter allen Breiten, in den verschiedensten Meereshöhen, und in Formationen jeden Alters, in Gegenden, die aus sedimentären und in solchen die aus Eruptivgesteinen bestehen, vor. Zu den absolut warmen Quellen gehört z. B. der Sprudel von Karlsbad mit 75° C., die warmen Quellen von Ofen (64—44° C.), Mehadia (64—40° C.), Wiesbaden (70° C.), Baden-Baden (68—44° C.) u. s. w. Aus ihrer Temperatur läßt sich, wenn man die Wärmezunahme nach der Tiefe mit 1° C. auf 100 Fuß annimmt, die Tiefe berechnen, aus der sie aufsteigen müssen.

Kochbrunnen. Von den absolut warmen Quellen sind aber wieder die heißen Quellen zu unterscheiden, deren Temperatur dem Kochpunkt des Wassers an ihrem Ursprungsort nahe entspricht. Solche kochend heiße Quellen (Kochbrunnen) finden sich nur in vulkanischen Gegenden. Island im Norden, Neu-Seeland im Süden und die erst im Jahre 1871 entdeckte Geysirregion am Yellowstone-Fluß und See in dem Felsengebirge Nordamerika's sind die Gegenden, in welchen das Phänomen der heißen vulkanischen Quellen am großartigsten entwickelt ist. Man hat in diesen Gebieten wieder zu unterscheiden: periodische Springquellen, und heiße Quellen ohne intermittirende Eigenschaften. Die ersteren — Hverjar auf Island, Puias auf Neu-Seeland — lassen in bestimmten Perioden ein heftigeres Aufwallen wahrnehmen, wobei sich die Bewegung bis zu förmlichen Wassereruptionen steigert. Dahin gehören auf Island die berühmten Quellen von Haukadal am Fuße des Barnafell, der große Geysir und der Strokkur; auf Neu-

Seeland die Sprudel von Tokanu, die Springquellen von Orakeikorako, vom Rotomahana u. s. w. Diese Quellen haben ein neutral oder schwach alkalisch reagirendes krystallklares Wasser, und enthalten bedeutende Mengen von Kieselerde aufgelöst, die sich beim Verdunsten des Wassers als Kieselsinter niederschlägt und jene Sprudelschalen und Sprudelröhren bildet, deren Bau den mechanischen Vorgang der Periodicität der Ausbrüche erklärt.

Fig. 54.



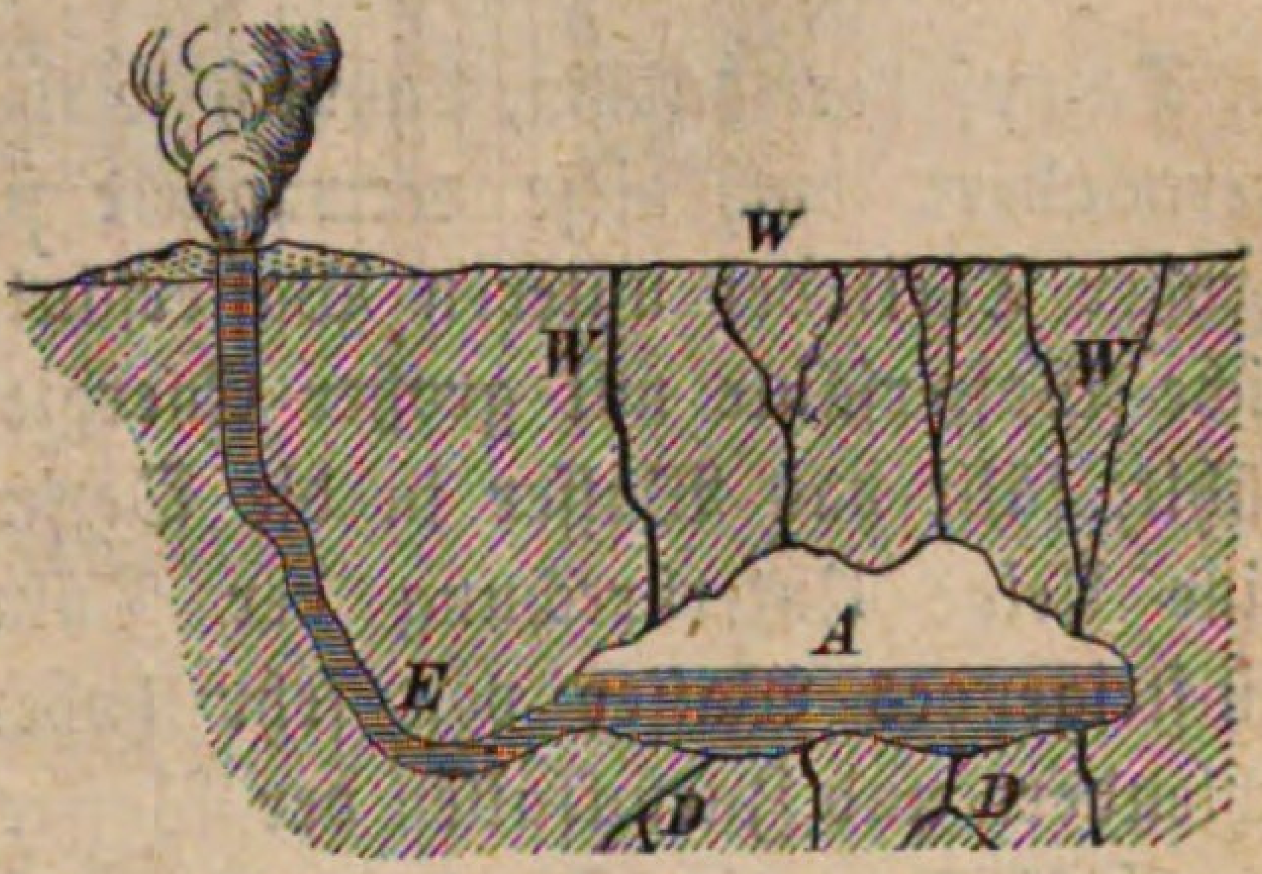
Der Karlsbader Sprudel.

Die Quellen ohne intermittirende Eigenschaften, ohne periodische Eruptionen — Namur auf Island, Ngawha auf Neu-Seeland — sind meist Schlamm- und Schwefelquellen, oder mit heißen Quellen durchzogene Solfataren, bei welchen das trübe Wasser oder blaugrauer Schlamm in fortwährender brodelnder Bewegung ist. Dahin gehören die Solfataren und Schlammkessel von Krisuvik und Reykjahlid auf Island, die Solfataren vom Rotomahana, Rotorua und Rotoiti auf Neu-Seeland, sowie die oben erwähnten heißen Schlammvulkane. Ihr Wasser reagirt sauer durch schweflige Säure. Saures Wasser und saure Dämpfe durchdringen den Boden. Es bilden sich schwefelsaure Salze: Gyps, Alaun, Eisenvitriol und das Residuum ist Thonschlamm. Wenn sich dann zu der schwefligen Säure, durch Einwirkung des Wasserdampfes auf die in den Gesteinen entstandenen Schwefelverbindungen des Eisens und vielleicht auch der Erd- und Alkalimetalle, Schwefelwasserstoff gesellt, so zersetzen sich schweflige Säure und Schwefelwasserstoff zu Wasser und Schwefel, es scheidet sich Schwefel ab; daher Schwefelabsatz, aber kein Kieselsinter, und in Folge dessen auch keine Bildung eines Springapparates.

Das Hauptinteresse knüpft sich an die periodischen Springquellen mit Kieselsinter- oder Kieseltuffabsatz. Sie wurden zuerst auf **Island** genau studirt, und das Hauptbeispiel ist der große Geysir, dessen Spiel wir noch näher erkären wollen.

Der große Geysir (Geysir soviel wie Sprudel, Kochquelle) entspringt auf einem flachen Kegel von Kieselsinter, der 25—30' hoch ist, und gegen 200' Durchmesser hat (Fig. 56). Auf dem Gipfel des Kegels befindet sich ein rundes Bassin von 6—7' Tiefe und 50—60' Durchmesser, in dessen Grunde sich eine 9' weite schachtartige Röhre gegen 70 Fuß in die Tiefe senkt. Wenn das Becken voll ist und ruhig, so hat das Wasser an der Oberfläche eine Temperatur von 76—89° C., während es in den erreichbaren Tiefen der Röhre eine Temperatur von 122—127° C. zeigt. Von Zeit zu Zeit, jedoch ohne genaue Periode, hat dieser Geysir Eruptionen: zuerst mit Detonationen verbundene kleine Eruptionen, die sich in Zwischenräumen von $1\frac{1}{2}$ Stunden wiederholen, wobei das Wasser 9 bis 10 Fuß hoch aufwallt, dann die große Eruption, bei welcher eine mächtige Dampfsäule und eine heiße Wassersäule von 9 Fuß Dicke 80—100' hoch ausgeschleudert wird. Diese großen Eruptionen treten alle 24 bis 30 Stunden ein. Das Spiel dauert etwa 10 Minuten, nach demselben ist das Becken und ein großer Theil der Röhre leer und nur ganz allmählig steigt das Wasser wieder, und eine neue Eruption bereitet sich vor.

Fig. 55.



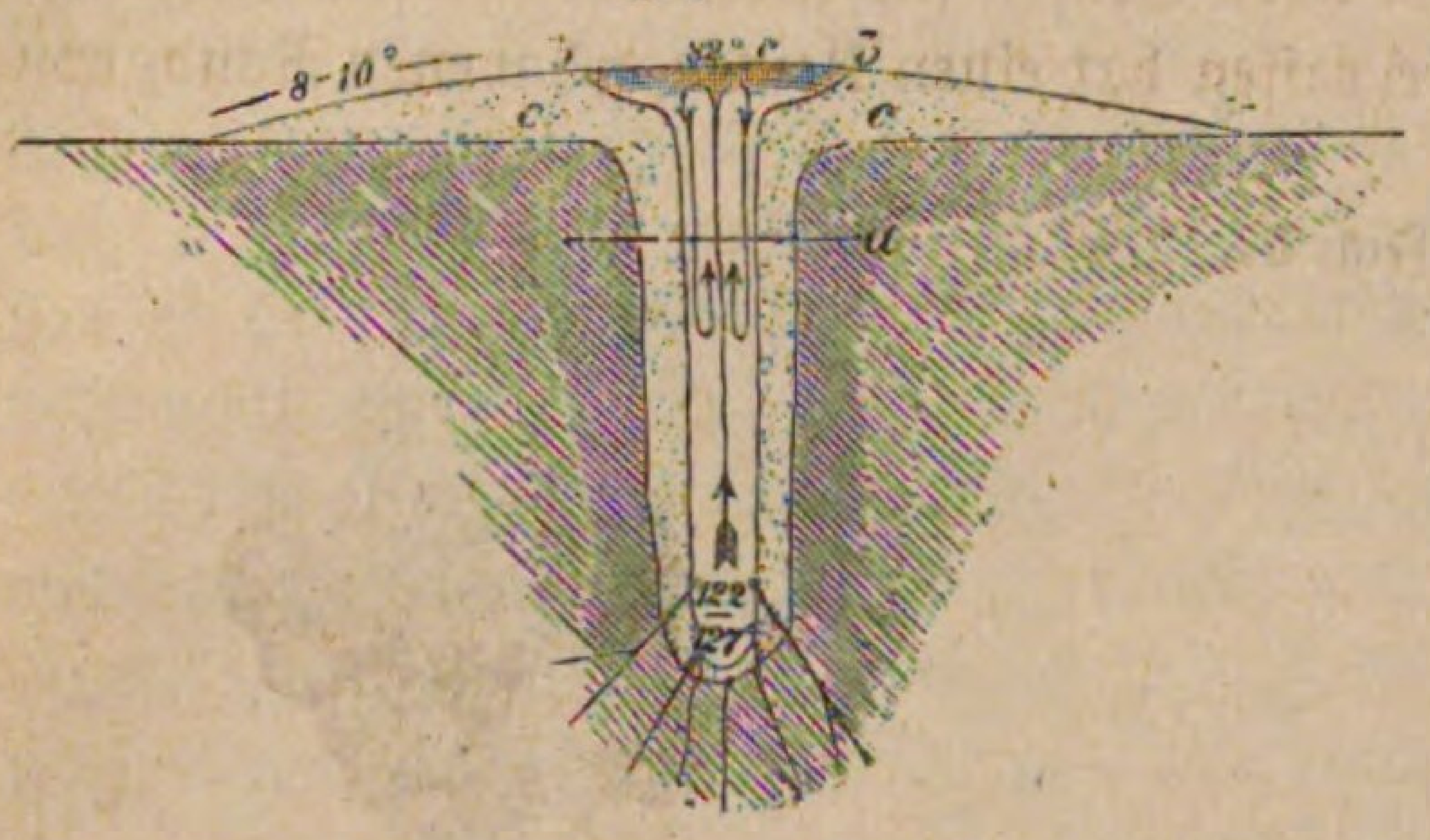
Alte Theorie zur Erklärung der Geysir-Eruptionen.

Die alte zuerst von **Mackenzie** aufgestellte Hypothese zur Erklärung der periodischen Geysireruptionen, welche unterirdische Höhlen (A), gleichsam Dampfkessel, annahm, in die von oben (auf den Spalten W) Wasser, von unten (auf den Spalten D) Dampf eindringt, und die bald mit Dampf, bald mit Wasser erfüllt sind, ist gänzlich aufgegeben, seit Bunsen, der 1846 Island besuchte, eine neue sehr scharfsinnige Erklärung gegeben hat, nach der die Röhre des Geysirs, etwa nach der Art einer Dampfkanone, als Springapparat fungirt.

Beim großen Geysir ist die Röhre im Vertikalschnitt gestaltet, wie die Figur 56 zeigt. Nach jeder Eruption steht der Wasserspiegel 3—6 Fuß tief in der Röhre (etwa bei a) und steigt von da langsam, bis das Wasser über den Rand b—b ausfließt. Es fließt aber nicht Alles ab, sondern ein Theil senkt sich etwas abgekühlt vom Rande des Beckens wieder in die Tiefe an den Wänden der Röhre hinab, bis es von Neuem erhitzt mit dem mittleren Quellstrome aufsteigt. Die Beobachtungen haben ferner gezeigt, daß die Temperatur in der Wassersäule nicht nur von unten nach oben abnimmt (d. h. sie ist zu jeder Zeit in der Tiefe höher, als gegen oben), sondern auch, daß sie von einer Eruption zur anderen an jedem Punkte beständig steigt, in der Art, daß z. B. in einer Tiefe von 20 Fuß die Temperatur unmittelbar

nach der Eruption vielleicht 90°, eine Stunde später 91° ist; endlich, daß in der ganzen Zwischenzeit zwischen zwei Eruptionen für jeden Punkt der Wassersäule die Temperatur niedriger ist, als der dem Druck entsprechende Siedegrad dieses Punktes.

Fig. 56.



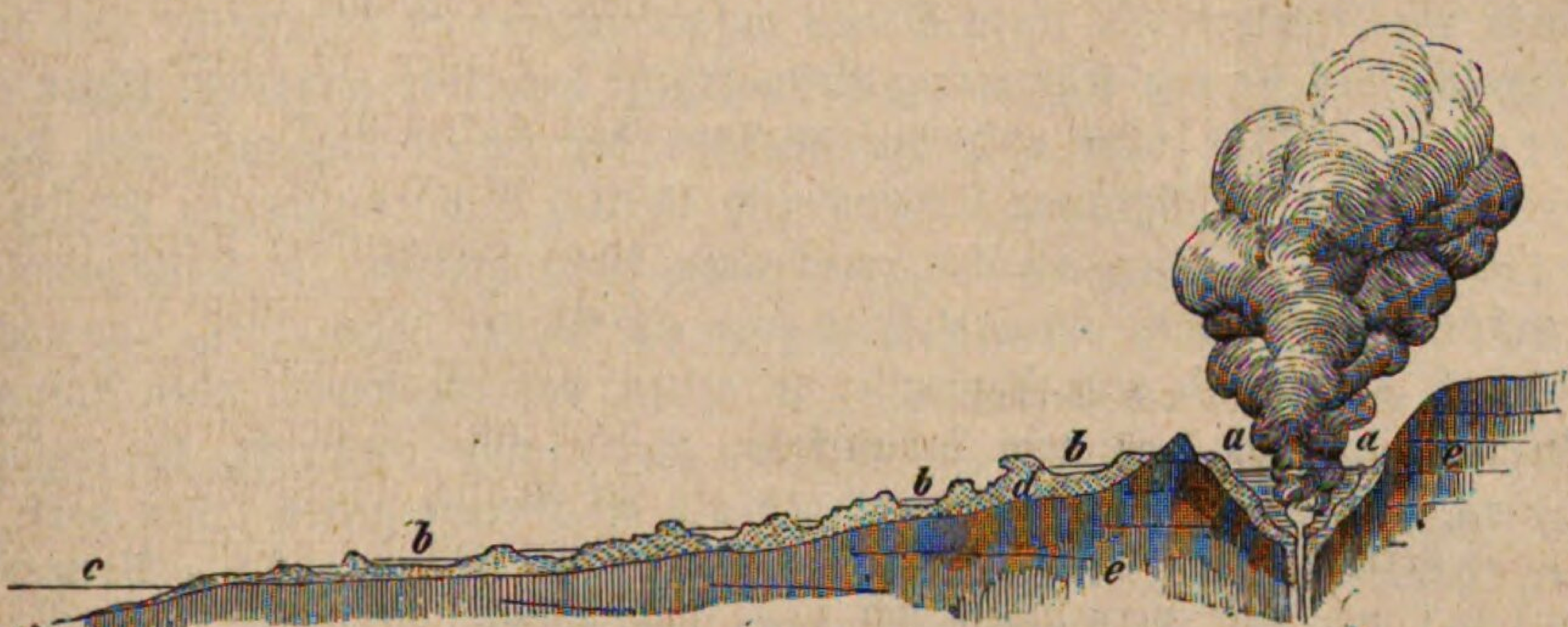
Durchschnitt des Geysirs.
a Grundgebirge. b das Geysirbassin. c Kieselsinter.

In der mittleren Höhe des Geysirrohres kommt die Temperatur jener des Siedepunktes stets am nächsten. In der Tiefe ist die Temperatur höher als der gewöhnliche Siedepunkt des Wassers, aber das Wasser ist durch Druck am Sieden verhindert. Sobald nun in der mittleren Region durch beständiges Steigen der Temperatur, in Folge des von unten zuströmenden überhitzten Wassers, der der Druckhöhe entsprechende Siedegrad erreicht ist, wird sich alsbald eine Wasserschichte in Dampf verwandeln, dadurch wird sogleich der Druck auf die nächst tiefere Schicht vermindert, auch diese verwandelt sich in Dampf, und so ein mehr oder weniger großer Theil der unteren Wassersäule. Dieser Dampf schleudert die darüber befindliche Wassersäule mit großer Energie aus der Röhre in die Luft. Dort etwas abgekühlt, fällt das Wasser in die Oeffnung zurück, und bringt hier durch Abkühlung eine kleine Unterbrechung der Dampfbildung hervor, die aber schnell durch neu aufsteigendes Wasser von sehr hoher Temperatur überwunden wird. Das Ausschleudern und Zurückfallen der Wassersäule dauert nun so lange fort, bis dieselbe durch die Abkühlung eine Temperatur angenommen hat, die durch das nachdringende Wasser nicht mehr genügend gesteigert werden kann. Bei diesen Wassereruptionen fällt natürlich viel Wasser außer dem Kessel nieder, und daher kommt es, daß der Stand des Wasserspiegels nach der Explosion 3 bis 6 Fuß niedriger ist, als vorher. Von da ab beginnt ganz derselbe Prozeß wieder von Neuem. Die Dauer der Ruheperiode ist begreiflicher Weise von der Quantität und der Temperatur des aufströmenden Wassers, so wie von der Höhe und Weite des Rohres abhängig. Darum ist sie nicht nur bei den einzelnen Geysirs Island's, sondern auch bei ein und derselben Quelle in verschiedenen Zeiten sehr verschieden.

Von den Hunderten von Springquellen und kochenden Sprudeln, welche auf der Nordinsel von Neu-Seeland vorkommen, seien nur die merkwürdigen heißen Sprudel am Ufer des Rotomahana oder des warmen Sees erwähnt, welche wegen der prachtvollen Kieselsinterterrassen, die sie gebildet, in der ganzen Welt nicht ihres Gleichen haben. Am großartigsten ist die Tetarata-Quelle. Ihr Quellbassin ist 80 Fuß lang, 60 Fuß breit, und bis an den Rand mit klarem, in der Mitte fortwährend mehrere Fuß hoch aufwallendem Wasser gefüllt, das in dem schneeweiß übersinterten Becken wunderschön blau erscheint. Ungeheuere Dampfwolken, die das

Blau reflectiren, wirbeln auf. Die Temperatur in der Mitte ist wahrscheinlich dem Siedepunkte nahe, am Rande beträgt sie 84° C. Das Wasser reagirt neutral, schmeckt schwach salzig und incrustirt sehr stark mit Kieselsinter. Am Abhange des Hügels, über welchen der Quellabfluß stattfindet, haben sich in Folge dessen Terrassen gebildet, wie aus weißem Marmor, einem über Stufen stürzenden Wasserfall vergleichbar, der plötzlich erstarrte. Jede dieser Terrassen hat einen kleinen erhabenen Rand, von

Fig. 57.



Durchschnitt durch das Bassin und die Sinter-Terrassen der Tetarata-Quelle am Rotomahana auf Neu-Seeland.

a Hauptbassin. b Bassins auf den Terrassen. c Spiegel des Rotomahana. d Kieselsinter. e Grundgebirge aus zersetztem Rhyolith.

welchem zarte Tropfsteinbildungen herabhängen, und eine bald schmälere, bald breitere Plattform, welche kleinere Wasserbecken vom schönsten Blau einschließt. Nach der Aussage der Eingebornen wird zuweilen unvermuthet die ganze Wassermasse des Hauptbassins ausgeworfen, das 30 Fuß tiefe Becken erscheint dann leer, füllt sich aber rasch wieder. Gewöhnlich rieselt nur wenig Wasser über die Terrassen und nur der Hauptabfluß an der Südseite bildet einen heißen Bach.

Das Wasser als chemisches Agens. Untersuchen wir das Wasser in Bezug auf seine chemische Beschaffenheit, so ergibt sich, daß kein auf der Erdoberfläche vorkommendes Wasser chemisch rein ist. Schon das Regenwasser enthält Luft (und zwar bis zu $^1/_{20}$ des Wasservolumens) und Kohlensäure (bis zu $^1/_{110}$ des Wasservolumens), daneben sehr häufig auch etwas Salpetersäure (bei Gewitterregen) und Ammoniak. Noch reicher an fremden Bestandtheilen sind Quell- und Flußwasser, indem sie solche aus den Schichten der Erde aufnehmen, durch oder über welche sie fließen. *)

*) Tales sunt aquae, quales sunt terrae, per quas fluunt, sagt schon Plinius (so sind die Wasser, wie der Boden, durch den sie fließen).

Die wichtigste Rolle spielt dabei die Kohlensäure (der „Brunnengeist"). Sie ist die Vermittlerin der Löslichkeit vieler Salze, namentlich des kohlensauren Kalkes und der kohlensauren Magnesia, welche an und für sich in reinem Wasser fast unlöslich sind. Kohlensäuregehalt ist daher die Bedingung des Vorkommens dieser Salze im Wasser, und ihre Quantität bedingt den Unterschied von hartem und weichem Wasser; hartes Wasser, weil kalkhaltiges Wasser die Hülsenfrüchte beim Kochen hart läßt, weiches, weil kalkarmes Wasser den gegentheiligen Effect hat. Die meisten Quellwasser sind hart, d. h. sie haben bei ihrer Circulation in den Erdschichten mehr oder weniger von jenen Salzen aufgenommen; die Flußwasser sind in der Regel weich, weil sie nur sehr wenig Bestandtheile aufgelöst enthalten. Unter einem Härtegrad versteht man nach der Methode der Härtebestimmung von Fehling den Gehalt von 1 Milligramm Calciumoxyd in 100 Cubikcentimetern Wasser oder einen Gehalt von $^1/_{100000}$ an härtemachenden Bestandtheilen, in Kalkäquivalenten ausgedrückt. Fragt man, welchen Härtegrad ein Wasser haben darf, um noch als weiches d. h. als Trink- und Nutzwasser zu gelten, das ebensowohl allen Ansprüchen der Gesundheitspflege, als dem industriellen Bedürfnisse entspricht, so ergibt die Erfahrung, daß man den Härtegrad 18 als die Grenze gelten lassen darf. Ein Wasser, das keinen größeren Härtegrad besitzt, ist zu jeder technischen Verwendung geeignet und sagt der Geschmacksempfindung der meisten Menschen zu. Geringere Härtegrade sind natürlich noch vorzuziehen.

Nur wenige Brunnen von Wien liefern ein Wasser, das den genannten Bedingungen entspricht. Was daher Wien an gutem Trinkwasser durch die neue Wasserleitung gewonnen hat, geht aus folgenden Daten hervor. Der Kaiserbrunnen im Höllenthale gibt durchschnittlich bei 600,000 Eimer im Tage mit einer fast constanten Temperatur von $5^1/_2$—$6^1/_2$° C. Die Analyse ergab in 10000 Theilen $1._{395}$ Theile fester Bestandtheile, davon $1._{031}$ kohlensauren Kalk und $0._{185}$ kohlensaure Magnesia, außerdem sehr kleine Mengen von Chlornatrium ($0._{015}$), schwefels. Natron ($0._{027}$), schwefels. Kali ($0._{011}$), schwefels. Kalk ($0._{076}$), Kieselerde ($0._{018}$), organ. Substanzen ($0._{042}$). Der Härtegrad ist 7·3. Die Stixensteiner Quelle, dem Kaiserbrunnen an Menge nicht viel nachstehend, hat eine Temperatur von $7^1/_2$ bis $8^1/_2$° C. und enthält in 10000 Theilen $2._{452}$ feste Bestandtheile (mit $1._{677}$ kohlens. Kalk und $0._{361}$ kohlens. Magnesia). Härtegrad 12·9.

Mineralquellen. In noch weit größerer Menge, als im gewöhnlichen Quell-, Brunnen- und Flußwasser sind Salze und andere mineralische Stoffe in den sogenannten Mineralwassern und in den meisten warmen und heißen Quellen enthalten. Kalkwasser, kalt oder warm, sind reich an Kohlensäure und kohlensaurem Kalk, den sie wieder absetzen, wenn erstere entweicht. Kieselwasser, welche neben anderen Substanzen Kieselsäure in größerer Menge enthalten, sind stets heiß; wir haben sie als Kochbrunnen bereits kennen gelernt. Säuerlinge (kalt und warm) haben einen reichlichen Gehalt an freier Kohlensäure, Eisensäuerlinge oder Stahlwasser enthalten daneben kohlensaures Eisenoxydul, Natronsäuerlinge oder Natronwasser

(Teplitz) enthalten kohlensaures Natron; Glaubersalzwasser (kalt und warm, z. B. die Wasser von Karlsbad und Marienbad) haben einen vorwaltenden Gehalt von schwefelsaurem Natron neben anderen Salzen, namentlich Carbonaten und Kochsalz; Bittersalzwasser (Saidschütz, Püllna, Seidlitz, Epsom u. s. w.) von schwefelsaurer Magnesia und schwefelsaurem Natron. Schwefelwasser (Baden, Pystjan u. s. w.) enthalten freien Schwefelwasserstoff neben schwefel- und kohlensauren Salzen. Jod- und Bromwasser (Kreuznach, Luhatschowitz, Kissingen) sind zugleich auch reich an Kochsalz.

Soolen. Unter Soolquellen (natürliche Soolen) versteht man stärkere oder schwächere Salzquellen, die gewöhnlich in Gegenden entspringen, wo in der Tiefe Steinsalzlager vorkommen. Die natürlichen Soolquellen enthalten gewöhnlich nur 2 bis 10 Procente Salz; sie sind eine überaus häufige Erscheinung in den Alpen (Reichenhall), in Galizien und in Siebenbürgen, ebenso im Thüringischen, in Sachsen u. s. w. In England und in Nordamerika brechen zahlreiche Soolen aus der Steinkohlenformation hervor. Künstliche Soolen erzeugt man dadurch, daß man Wasser in die Salzlager oder in die das Salz führenden Gebirgsschichten leitet, hier das Salz auflösen läßt, und dann wieder ableitet; sie enthalten 26—27 Procent Kochsalz, und werden dann auf den Siedewerken oder Sudhütten versotten und daraus das sogenannte Sudsalz gewonnen.

Durch die Fähigkeit, wie wir nachgewiesen haben, gewisse Stoffe aufzulösen, gewinnt das Wasser eine sehr wichtige geologische Bedeutung als chemisches Agens bei zahlreichen Veränderungen, welche an der Oberfläche und im Innern der festen Erdrinde vor sich gegangen sind und noch vor sich gehen.

Da alle mineralischen Bestandtheile, welche das Fluß- und Quellwasser enthält, den Schichten der Erde während der Circulation des Wassers in denselben durch Auslaugung der Gesteine entnommen sind, so müssen in denselben Veränderungen hervorgebracht werden, welche, so unbedeutend und deshalb unbemerkbar sie im Laufe weniger Jahre sein mögen, dennoch bei fortgesetzter Wirkung im Laufe von Jahrtausenden sehr beträchtlich werden müssen. Man hat z. B. berechnet, daß die Karlsbader Quellen allein jährlich 130,000 Ctr. kohlens. Natron und 200,000 Ctr. Glaubersalz neben großen Mengen von kohlens. Kalk und Kochsalz zu Tage fördern. Die heiße Schwefelquelle von Warasdin-Teplitz in Croatien liefert jeden Tag 77,000 Eimer Wasser von 56° C. und dieses enthält an festen Bestandtheilen: Schwefel, Kali, Natron, Eisen, Kalk-, Talk-, Thon- und Kieselerde soviel, daß sie nach C. v. Hauer's Berechnung seit Beginn der christlichen Zeitrechnung bereits 78 Millionen Ctr. davon zu Tage gefördert hat, welche einen Würfel von beiläufig 427 Fuß, also fast von der Höhe des Stephansthurmes bilden würden. Die nothwendige Folge solcher durch unendlich lange Zeiträume fortdauernder Auslaugungsprocesse wird die Bildung von unterirdischen Hohlräumen sein, die, wenn sie größer und größer werden, endlich zusammenbrechen müssen und bei ihrem Zusammenbruch das Setzen ganzer Gebirgstheile, Erdbeben und dgl. veranlassen können.

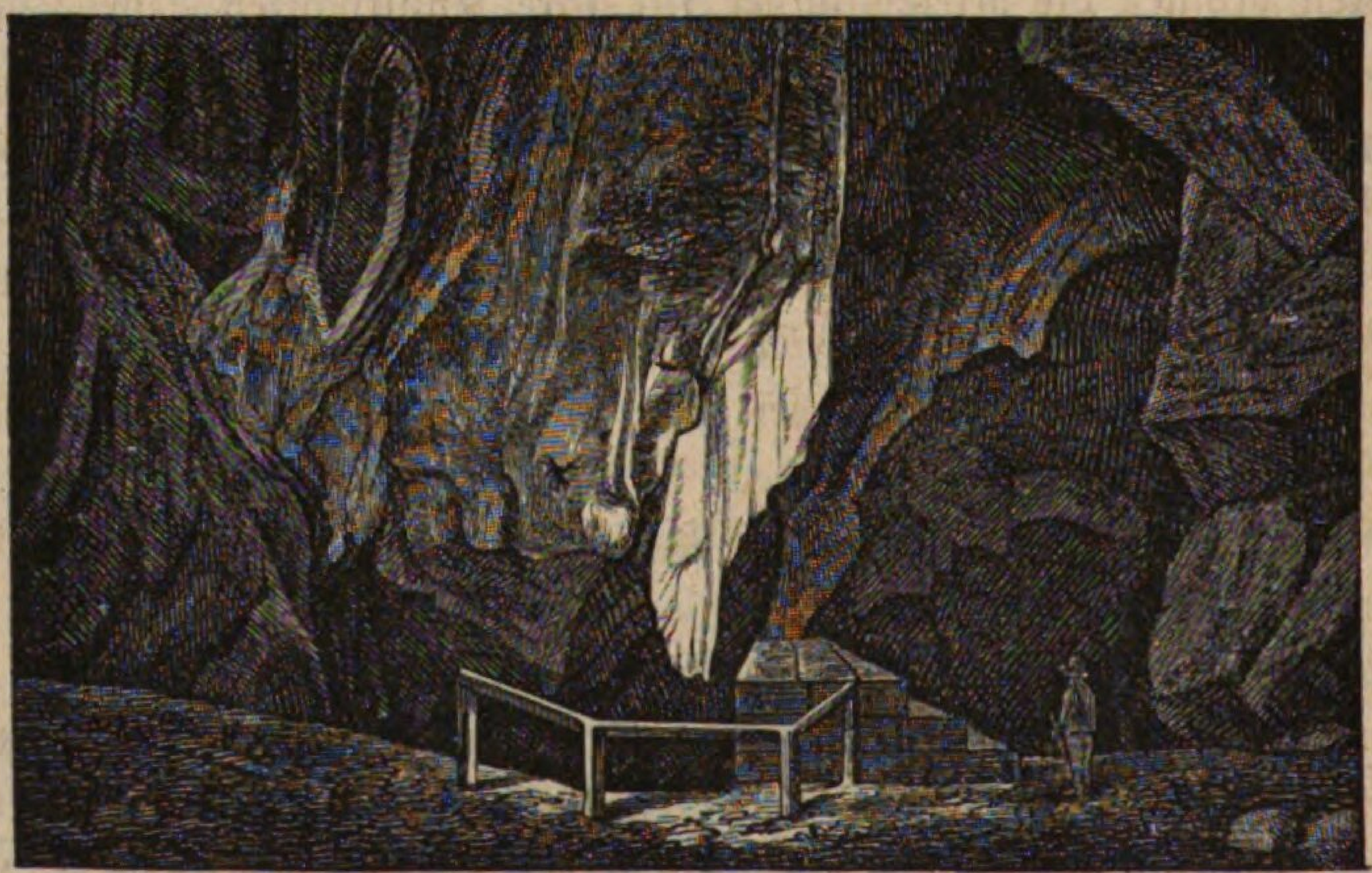
Auf solche Auslaugungs- und Auswaschungsprocesse ist die Bildung der **Höhlen** in den Gyps- und Kalkgebirgen zurückzuführen, der sog. **Gypsschlotten**,

Fig. 58.



Tropfsteingebilde am Calvarienberg in der Adelsberger Grotte.

Fig. 59.



Der „Vorhang" in der Adelsberger Grotte.

wie sie in Thüringen und am Harze vorkommen, die noch jetzt bis auf eine gewisse Höhe mit Wasser erfüllt sind, sowie der **Tropfsteinhöhlen** im Dolomit und Kalk, wie sie am großartigsten im Karst und in den Karpathen sich finden.

Aus den chemischen Wirkungen des Wassers erklärt sich auch die an der Oberfläche durch dasselbe bewirkte Verwitterung, Zersetzung, Auflockerung und Corrosion der Gesteine, selbst da, wo die Gesteinstheile nur in geringerem Grade löslich sind. Zu den eigenthümlichsten Corrosionsformen gehört die bienenwabenartige Verwitterung mancher Sandsteine z. B. der Quadersandsteine, sowie die Bildung von „Karren" oder „Schratten" auf den Kalkplateaus der Alpen.

Der chemische Einfluß des Wassers ist jedoch nicht bloß ein zerstörender und fortschaffender, sondern gleichzeitig auch wieder ein neubildender. Wir haben oben gesehen, daß die Kohlensäure die wichtigste Rolle als Auflösungsmittel zahlreicher Carbonate, vor allem aber des kohlensauren Kalkes im Wasser spielt. Kohlensäurehaltige Wasser, welche bei ihrem Durchgang durch kalkhaltige Schichten viel doppelkohlensauren Kalk aufgelöst haben, setzen kohlensauren Kalk in der Form von Kalksinter und Kalktuff wieder ab, sobald die freie und die halbgebundene Kohlensäure bei der Verdunstung des Wassers oder unter dem Einfluß von Pflanzen entweicht. Auf diese Art entstehen Ueberrindungen und Incrustationen der mannigfaltigsten Art, wie die Tropfsteine der Kalkhöhlen, in welchen man die von der Decke der Höhlen nach abwärts wachsenden Gebilde als Stalaktiten, die vom Boden aufwärts sich bildenden aber als Stalagmiten bezeichnet. Auf dieselbe Art sind die mächtigen Ablagerungen von Kalktuff mit incrustirten Pflanzenstengeln, Blättern, Moosen und dgl. am Fuße vieler Kalkgebirge entstanden, wie die durch den kalkreichen Anio im Apennin bei Tivoli unweit Rom gebildeten Travertinlager, aus welchen die alten Römer die Riesenquader für ihre Kunstbauten gebrochen haben.

Auch zahlreiche Erzlagerstätten sind nur durch chemische Niederschläge aus Wasser entstanden. Die Limonitbildungen oder die Raseneisensteine in Sümpfen und Torfmooren verdanken ihre Entstehung eisenhaltigen Wässern. Selbst die Bildung der meisten Erzgänge läßt sich nur auf wässerigem Wege durch Infiltration metallischer Lösungen in die Gangspalten der Gebirge erklären. Wir wollen damit die große Mannigfaltigkeit der Erscheinungen, die der meist im Verborgenen unterirdisch wirkenden chemischen Kraft des Wassers ihren Ursprung verdanken, nur andeuten, ohne näher darauf eingehen zu können, und wenden uns jetzt dem an der Oberfläche fließenden Wasser zu.

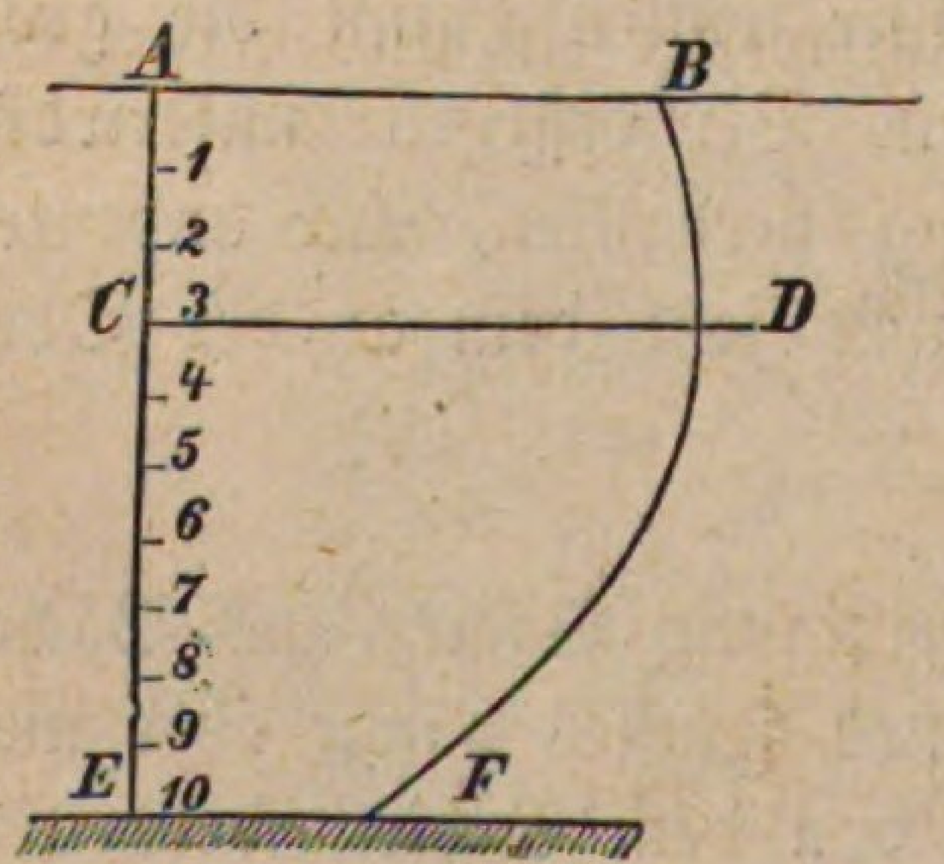
Flüsse. Aus Quellen entstehen durch deren Vereinigung Bäche, aus Bächen Flüsse, aus Flüssen Ströme. Der Wasserreichthum eines Flußes hängt aber nicht allein ab von dem Umfang seines Quellgebietes, oder von dem Gebiet, welches er entwässert, und von der Menge der atmosphärischen Niederschläge auf diesem Gebiet, sondern auch von dem Klima, welches die Verdunstung mehr oder weniger begünstigt, und von der Beschaffenheit der Oberfläche, insofern als Wasser nicht aufsaugende Gebirgsarten oder offene unbewaldete Gegenden die Menge des in offenem Gerinne abfließenden Wassers begünstigen. Der Wasserstand der Flüsse ist daher auch ein vielfach wechselnder.

Die Donau bei Wien führt in der Secunde bei Hochwasser circa 200,000 bis 230,000 Cubikfuß Wasser mit einer Geschwindigkeit von 6—7 Fuß, bei Nullwasser 64,000 Cubikfuß mit einer Geschwindigkeit von 4—5 Fuß; ihr Stromgebiet umfaßt 14,630 Quadratmeilen. Der Rhein bei Cöln führt bei einer mittleren Geschwindigkeit von 4 Fuß in der Secunde bei Hochwasser 200,000 Cubikfuß, bei Nullwasser 30,000 Cubikfuß; sein Stromgebiet umfaßt circa 4700 Quadratmeilen. Der Mississippi führt jährlich gegen 20 Billionen Cubikfuß Wasser in's Meer; dieß ist etwa $^1/_4$ der jährlichen Regenmenge seines ganzen Gebietes, das 61,400 Quadratmeilen umfaßt. Das größte Stromgebiet der Erde ist das des Amazonenstromes mit ungefähr 90 bis 120,000 Quadratmeilen.

Gesetze der Bewegung des Wassers in Flüssen. Die einzige Ursache der Bewegung des Wassers in Flüssen ist das Gefälle des Wasserspiegels. Je größer das Gefälle, desto größer die Geschwindigkeit. Nach den Gesetzen des Falles auf einer schiefen Ebene sollte aber auch da, wo das Gefälle auf größere Strecken gleich bleibt, die Geschwindigkeit des Wassers, wie die einer Kugel, welche eine schiefe Ebene hinabrollt, eine gleichförmig beschleunigte sein. Dies ist jedoch nicht der Fall. Die Bewegung ist bei gleichem Gefälle eine gleichförmige und die Ursache der Umwandlung der vom Gefälle hervorgerufenen beschleunigten Bewegung in eine gleichförmige ist der Reibungswiderstand am Umfang des Flußbettes. Aus derselben Ursache ist die Bewegung des fließenden Wassers eine rollende, nicht eine schiebende.

In Bezug auf die Vertheilung der Geschwindigkeit in der Wassermasse eines Flusses haben neuere Untersuchungen folgende Resultate ergeben. Die Uferbänke und der Boden, nicht minder auch die Luft, wirken retardirend auf die Geschwindigkeiten. In Folge dessen ist in großen Strömen mit regelmäßig ausgebauchter Sohle, wie beim Mississippi, die größte Geschwindigkeit des Wasserspiegels oder der Stromstrich da, wo die größte Tiefe ist, und nimmt beiderseits gegen die Ufer nach dem Gesetze einer Parabel ab, deren Axe parallel dem Ufer liegt und deren Abscissen die abnehmenden Geschwindigkeiten sind. In jeder dem Stromstrich parallelen Verticalebene nimmt die Geschwindigkeit von dem Wasserspiegel gegen die Flußsohle ab; das Gesetz auch dieser Abnahme ist wieder sehr nahe das einer Parabel, deren Abscissen die Geschwindigkeiten bilden und deren Axe parallel dem Wasserspiegel ist. Bei sehr tiefen Flüssen, wie beim Mississippi, liegt die Axe der Parabel, d. h. die größte Geschwindigkeit nicht am Wasserspiegel, sondern zwischen dem Wasserspiegel und der halben Flußtiefe, im Mittel bei $^3/_{10}$ der Flußtiefe unter dem Wasserspiegel (Fig. 60).

Fig. 60.



A—B Geschwindigkeit am Wasserspiegel. C—D größte Geschwindigkeit. E—F Geschwindigkeit an der Flußsohle.

Die Stromgeschwindigkeit wächst (bei gleichbleibendem Gefälle) mit der Breite und

Tiefe des Wassers, daher bei Hochwasser die Strömung eine stärkere ist, als bei gewöhnlichem Wasserstand. Schiffbare Flüsse haben bei mäßiger Strömung eine mittlere Geschwindigkeit von 2—4 Fuß, bei schneller Strömung von 4—10 Fuß in der Secunde. Die mittlere Geschwindigkeit bei Wildbächen ist für ein Gefälle von 6 Fuß auf 100 Fuß gleich 44 Fuß.

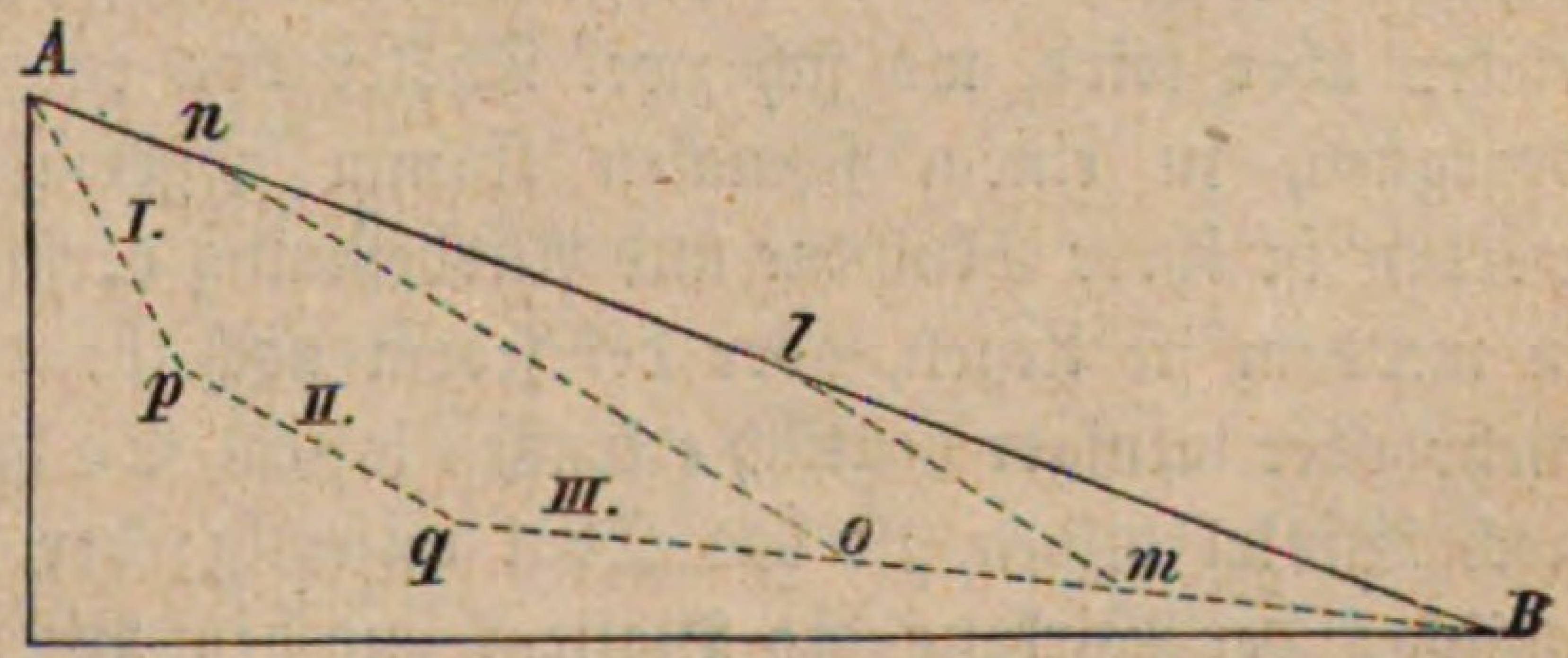
Von der Geschwindigkeit des Wassers ist wiederum seine mechanische Kraft, d. h. seine Fähigkeit, feste Körper, wie Felsblöcke, Kies, Sand und Schlamm fortzubewegen oder schwebend zu erhalten, abhängig, und diese mechanische Kraft wächst mit der Stromgeschwindigkeit in einem potenzirten Verhältniß. Dieß führt uns zur Betrachtung des Wassers als eines mechanischen Agens.

Das Wasser als mechanisches Agens. Die mechanische Wirkung des fließenden Wassers der Flüsse ist eine dreifache: eine zerstörende (Erosion), eine fortschaffende (Transportation) und eine ablagernde (Verbreitung und Ablagerung des fortgeschafften Materials).

a) **Erosion oder Auswaschung.** Der fallende Wassertropfen höhlt den härtesten Stein aus, ebenso wascht das fließende Wasser sich durch Zertrümmerung und Fortschaffung von Gesteinsmaterial eine Rinne aus, die mit der Zeit tiefer und tiefer wird und zur Thalbildung führt.

Thalbildung. Drei Ursachen betheiligen sich bei der Bildung von Flußthälern: 1. dynamische: die mechanische Kraft des Wassers, 2. geotektonische: das Relief und die Lagerung der Gesteine, 3. mineralogische: die petrographische Beschaffenheit der Gesteine. Jede Thalbildung beginnt zunächst damit, daß das auf mehr oder weniger geneigtem Boden abfließende Wasser eine Menge von getrennten kleinen Wasserrinnen bildet, die bei stärkerer Neigung in tiefere und weiter aus einander liegende Furchen zusammenlaufen. Hat auf diese Weise die Furchenbildung einmal begonnen, so wächst nun das Thal von unten nach oben; unten verbreitert und vertieft es sich, nach oben oder rückwärts schneidet es sich weiter ein und vergrößert auf diese Weise gleichzeitig sein Drainirungsgebiet. Bald wird auch eine ungleiche Vertheilung der Arbeit des Wassers eintreten, und in Folge derselben der Thalweg sich allmählig in zwei verschiedene Abschnitte mit verschiedenem Gefälle gliedern.

Fig. 61.

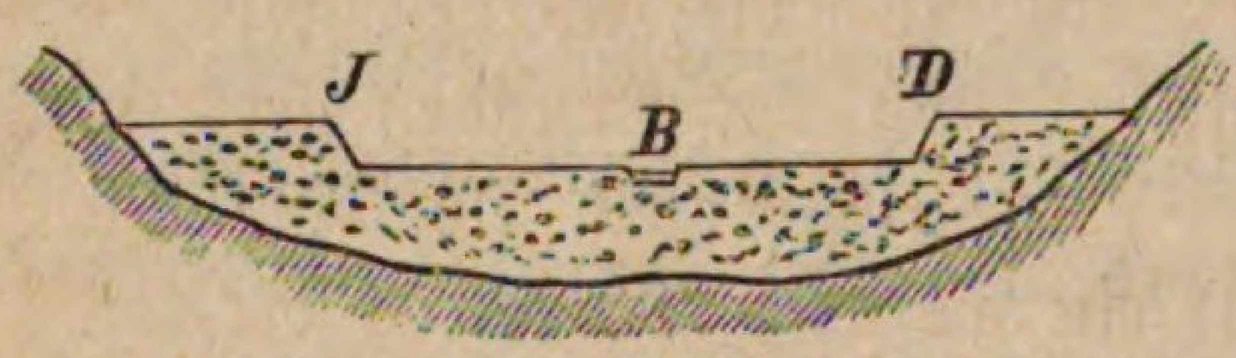


Thalbildung.

Wir wollen dieß an einer Figur (Fig. 61) anschaulich machen: Es sei A—B das Profil eines Abhanges, an welchem Wasser herabströmt, so wird die Erosion anfänglich am stärksten da wirken, wo sich die einzelnen Wasseradern zu einem mehr oder weniger reißenden Wasserstrom

gesammelt haben, es wird sich die Thalrinne l m bilden, von m an aber, wo der Fuß des Abhanges nahezu erreicht ist, wird das Wasser mit geringerem Gefälle und geringerer erodirender Kraft längs der Linie m B abfließen. Die erste Strecke l m bezeichnet die Region der stärksten Arbeit des Wassers und der stärksten Zerstörung der Unterlage, das **Berggebiet**, in welchem die Abfuhr die Auftragung überwiegt; auf dieser Strecke wird der Querschnitt des Thales V förmig sein. Auf der zweiten Strecke m B, dem **Thalgebiet**, wird im Gegentheil die Ablagerung größer sein als die Abfuhr, die erodirende Wirkung wird sich hauptsächlich nur bei Ueberfluthungen äußern und mehr auf eine Erweiterung des Thales als auf eine Vertiefung hinarbeiten, das Thal wird daher im Querschnitt U Form annehmen. Auf dieser Strecke wird neben dem **Flußbett**, in welchem der Fluß bei gewöhnlichem Wasserstand fließt, in dem abgelagerten Material durch das Hochwasser bald ein zweites, höher gelegenes, breiteres **Fluthbett** ausgewaschen und eine **Inundationsfläche** (J-D, Fig. 62) gebildet werden, die nur bei Ueberschwemmungen vom Wasser bedeckt ist. In breiten, mit Alluvionen erfüllten fertigen Flußthälern grenzt sich diese Inundationsfläche nach und nach durch **Terrassen** oder sog. Hochufer beiderseits von dem übrigen Thalboden ab. Beispiele liefern das Donauthal bei Wien, das Rheinthal zwischen Basel und Bingen.

Fig. 62.

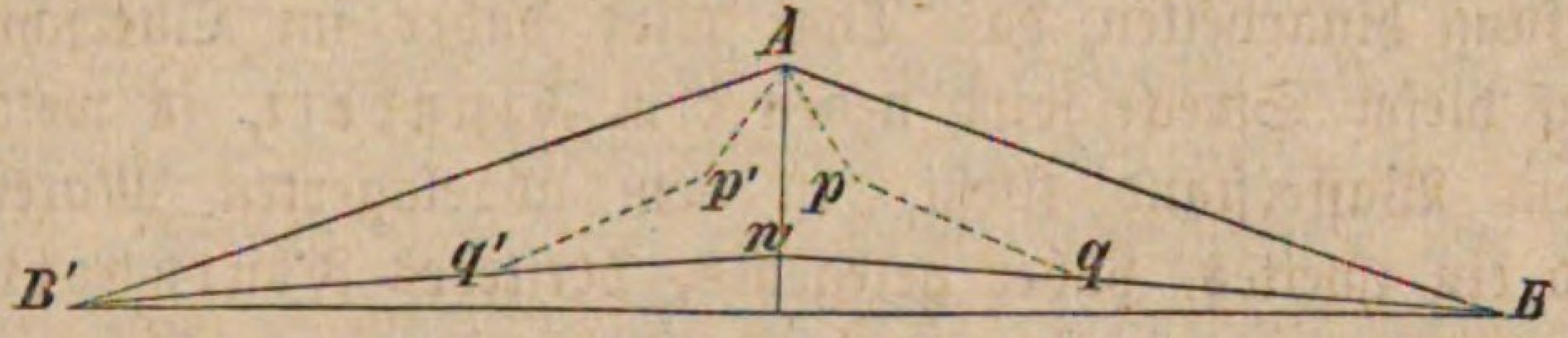


Flußbett B und Fluthbett J—D.

Aber kehren wir wieder zum werdenden Thale zurück. Bei fortschreitender Thalbildung wird das Berggebiet bei n (Fig. 61) beginnen, das Thalgebiet bei o. Kommt endlich die Thalbildung dem Gipfel des Abhanges A nahe, und damit in die höheren Regionen des Gebirges, wo die atmosphärischen Niederschläge am häufigsten sind, so wird sich ein Thalhintergrund mit sehr steilem Gefälle und mit Wasserfällen A p bilden, oder ein **Thalkessel** mit mehr weniger verticalen Wänden wird hier das Thal abschließen. In diesem Stadium wird somit der Thalweg drei Abschnitte erkennen lassen, eine Region der **Wasserfälle** (I), eine Region der **Stromschnellen** (II) und eine Region des **ruhigen Wasserlaufes** (III); der Bergrücken aber wird, wo sich zwei Thäler von entgegengesetzten Seiten in ihrer Arbeit begegnen, zu einem schmalen Kamm abgewaschen sein. Jene drei Thalstrecken werden in ihrer Skulptur und Ausdehnung verschieden ausfallen, je nach dem Gestein, in welchem sie liegen, aber bei jedem noch in der Bildung begriffenen Thale sich mehr oder weniger deutlich erkennen lassen. So lange die bezeichneten drei Thalstrecken noch Winkel bilden, ist das Thal unfertig; der Thalweg, welcher die Resultante ist zwischen der Wirkung des Wassers und dem Widerstand des Bodens, wird erst dann fertig sein und sich fortan nur wenig verändern, wenn jene drei Partien des Thales in **eine** Curve gebracht sind, d. h. sobald der Thalweg jene continuirliche Curve erreicht hat, wo auf allen Punkten des Verlaufs die Schnelligkeit des Wassers im Gleichgewicht mit der Form und Resistenz des Bodens steht. Steigt der Gipfel des

Gebirges im Hintergrund des Thales bis in die Regionen des ewigen Schnees und des Eises auf, so wird diese Region einen Stillstand der Thalbildung bezeichnen, da hier die mechanisch wirkende Kraft des fließenden Wassers aufhört. Ist jedoch das weitere Rückwärtsschreiten der Thalbildung nicht durch Regionen von ewigem Schnee und Eis gehemmt, so wird das letzte Stadium der fortschreitenden Erosion in der Durchwaschung und Abtragung des die beiden Thäler trennenden Gebirgs-

Fig. 63.



kammes selbst bestehen, der fortwährend niedriger und niedriger werden wird, bis endlich die beiden oberen Regionen der Thalwege gänzlich verschwunden sind und beide Thäler sich zu einem vereinigen, oder bei entgegengesetzten Thalrichtungen, statt eines hohen Gebirgskammes bei A (Fig. 63) ein niederes Plateau n die kaum bemerkbare Wasserscheide zweier Thäler n B und n B' bildet und damit die Thalbildung der Hauptsache nach ebenfalls ihr Ende erreicht hat.

Außerordentlich begünstigt wird dieser Auswaschungsproceß in Klimaten, wo der Frost gleichzeitig zerstörend auf die Gesteinsmassen einwirkt; denn das wichtigste Agens der Erosion ist neben der mechanischen Abreibung der Gesteine in den Flußbetten die Zerklüftung und die Verwitterung der Gesteine an den Thalwänden durch die atmosphärischen Agentien. So werden die massivsten Gebirge, die mächtigsten Plateaus nach und nach bis in ihr Centrum ausgefurcht und ausgenagt. Schmale Felskämme, schroffe Felsgipfel und endliche Abtragung auch dieser Ruinen sind das Endresultat des Durchfurchungsprocesses, der auf die Ausgleichung, auf die Nivellirung aller Höhenunterschiede hinarbeitet.

Die kleinste Furche oder der kleinste Wasserriß läßt ebensowohl, wie das großartigste Hochgebirgsthal die oben geschilderten Stadien und Regionen der Thalbildung erkennen. Das Alpengebiet namentlich zeigt in seinen, bis auf die Centralkette sich einschneidenden Querthälern zahlreiche Beispiele für erst in der Bildung begriffene Thalwege, während die Längsthäler zum großen Theil schon das letzte Stadium der Thalbildung mit Durchwaschung des die beiden in entgegengesetzter Richtung laufenden Thäler ursprünglich trennenden Gebirgskammes erreicht haben. Ein Beispiel hiefür ist das Pusterthal in Tirol, ein Scheidethal zwischen der südlichen Kalkzone der Alpen und der krystallinischen Centralkette. Den östlichen Theil dieses höchst ausgezeichneten Längsthales durchströmt die Drau, den westlichen die Rienz; die kaum in die Augen springende Wasserscheide zwischen beiden Flüssen bildet die Hochebene des Toblacher Feldes. Ganz ähnlich sind die Verhältnisse im Rotten-

mannerthal, wo die bei Wald gelegene Wasserscheide zwischen der Palten und der Liesing nur an der veränderten Richtung der Wasserläufe zu erkennen ist. Seltener ist die Durchwaschung auch des Kammes der Centralkette durch Querthäler. Durch solche Durchwaschung sind die Haupt-Paßübergänge gebildet, wie der Brennerpaß zwischen dem Sillthal im Norden und dem Eisackthal im Süden, der St. Gotthardpaß zwischen dem Reußthal und Ticinothal u. s. w. Unfertige Thalwege sind vor Allem durch das Vorkommen von Thalengen, im Salzburg'schen „Klamm" genannt, durch Wasserfälle, Kaskaden, Stromschnellen und Katarakte bezeichnet; das Thal der Gasteiner Ach mit seinen Wasserfällen und seiner Klamm, das Salzachthal zwischen Werfen und Golling mit den Salzachöfen, das Ennsthal im Gesäuse zwischen Admont und Hieflau sind Beispiele von unfertigen Thalwegen. Strudel und Wirbel sind das Ergebniß von Unebenheiten, die sich nur auf einen Theil des Querschnittes durch das Strombett erstrecken.

Seen und Seebildung. Mit der Thalbildung ist aufs engste verknüpft die Seebildung. Sie muß überall da eintreten, wo Querhemmnisse, welcher Art immer, eine Rückstauung des Wassers verursachen, in Folge deren die Wasserrinne ruhendes Wasser enthält, sei es bleibend, sei es nur vorübergehend.

Mächtigere Querhemmnisse, die der fortschreitenden Thalbildung in der Tieferlegung der Thalsohle entgegentreten, können verursacht sein durch festere, der Erosion länger widerstehende Gebirgstheile, durch Bergvorsprünge, durch mächtigen Lawinenschutt, durch die Erdmoränen alter Gletscher, durch das Vordringen von Gletschern aus Seitenthälern in den Hauptthalweg, wie das von Zeit zu Zeit bei dem Vernagtferner in Tirol vorkommt, oder gar durch Hebungen des Bodens, welche einen Theil des Thalweges plötzlich in ein höheres Niveau bringen. Solche erst nach längeren Perioden der Arbeit zu überwindende Hemmnisse geben zur Beckenbildung und Seebildung, sowie zur Ausfüllung der Thal- und Seebecken mit Schutt- und Alluvionen Veranlassung. Mit Bezug auf die Art des Hemmnisses wird man Gletscher- oder Eisseen, Moränenseen u. s. w. unterscheiden. Die endliche Drainirung des Beckens nach Ueberwindung des Hemmnisses wird zur Trockenlegung des bestandenen See's führen und mit der allmäligen Tieferlegung des Abzugscanals werden als Folge der Erosionswirkung des wieder in Fluß gekommenen Wassers in der Schuttausfüllung des Beckens Flußterrassen sich bilden.

Auf diese Weise erklärt es sich, daß oberhalb enger Felsdefiléen in der Regel beckenförmige Thalerweiterungen sich finden, und daß in der Ausfüllungsmasse derselben oft mehrfach übereinander liegende Terrassensysteme ausgewaschen sind. Alle solche Becken waren einst Seen. Heutzutage wird sich die Becken- und Seebildung hauptsächlich an jugendliche Thalstrecken knüpfen, deren Querschnitt noch schwankend ist und deren Seitenwände ihren Schutt noch nicht in so gleichförmiger Weise entsenden, daß ihn der Fluß immer gleich wieder beseitigen kann. Sind die Vorsprünge abgenützt, und hat sich die Verwitterung der Thalwände mit der Stärke des Flußes in's Gleichgewicht gesetzt, so hört diese Form der Thalbildung auf, oder sie wird vielmehr in eine weiter zurückliegende jüngere Thalstrecke verlegt. Die Bildung von Becken und Seen

beginnt daher so gut wie die Thalbildung im Allgemeinen unten und schreitet thalaufwärts. Die unteren oder älteren Theile eines Thales werden in der Regel die Seebildung hinter sich haben, sei es daß die Seen blos in das allgemeine Gefälle gebracht oder aufgefüllt, sei es daß sie sammt ihrer Unterlage spurlos weggeräumt und verschwunden sind.

Auch für die Seebildung liefern die Alpen die mannigfaltigsten Beispiele. Die großen Seen der Alpen in den unteren Thalwegen der Hauptflüsse sind nach dem Gesagten im Allgemeinen älteren Ursprungs, sie gehören einer früheren längstvergangenen Periode der Thalbildung an, und viele der einst bestandenen großen Seen sind längst ausgefüllt. Beispiele solcher ausgestorbenen oder ausgefüllten Seebecken liefern: das Innthal oberhalb des Durchbruches des Inns durch die nördlichen Kalkalpen bei Kufstein; das mittlere Ennsthal vor dem Durchbruch durch das Gesäuse, das Pinzgau vor dem Durchbruch der Salzach im Paß Lueg, das Drauthal bei Lienz, dann zwischen Spital und Villach, das Savethal bei Laibach und von da aufwärts bis in die Gegend von Krainburg u. s. w. Dagegen sind die kleineren Bergseen jüngeren Datums, sie gehören Seitenthälern oder den obersten Thalstrecken an und gehen ihrer Ausfüllung erst entgegen. Das interessanteste Beispiel von einem im Aussterben begriffenen See liefert der berühmte Cirknitzer See im Karstgebiet, dessen bis jetzt nur unterirdische Abzugscanäle nicht genügen, um in Regenjahren alles Wasser abzuführen. Dann bildet sich ein See, der erst nach und nach bei trockenerer Witterung abfließt. Erst wenn die unterirdischen Canäle zu einer offenen Thalspalte sich umgestaltet haben werden, wird auch die periodische Ansammlung des Wassers im Cirknitzer Becken zu einem See aufhören. Die übliche Eintheilung der Alpen-Seen in Vorlandseen oder Randseen, in Bergseen, Jochseen und Kesselseen hat nur eine topographische Bedeutung.

Wir haben bis jetzt die Thal- und Seebildung nur in ihren allgemeinsten Zügen geschildert. Im Einzelnen sind jedoch die Erscheinungen bei der Bildung von Thälern und Seen sehr verschieden, je nachdem die Erosion in dislocirten oder nicht dislocirten Gesteinsschichten wirkt. Wir müssen daher noch näher auf diese Verhältnisse eingehen und kommen damit auf die wichtigen Unterschiede von Erosionsthälern in engerem Sinne, von Quer- und Längsthälern, von Erosionsseen, von Clusen-, Comben- und Muldenthalseen u. s. w.

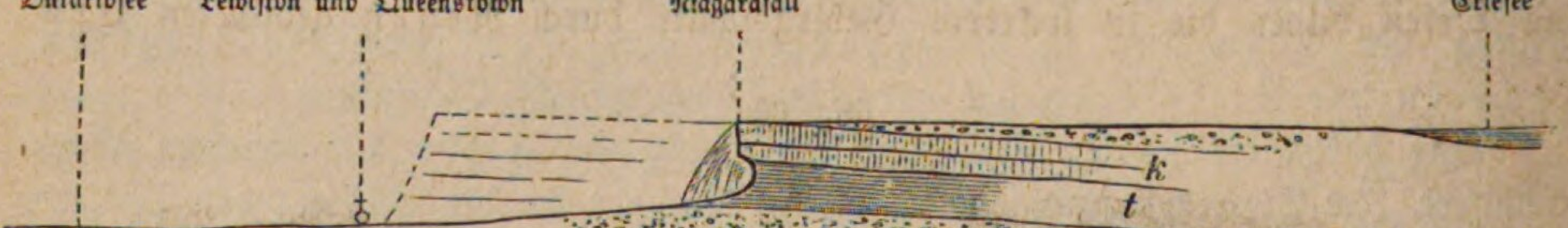
Thalbildung und Seebildung in nicht dislocirten Gesteinsschichten. Am reinsten zeigt sich die Erosionswirkung bei der Thalbildung in nicht dislocirten, horizontal oder nahezu horizontal liegenden Schichtensystemen oder in Massengesteinen, und man hat solche Thäler vorzugsweise Erosionsthäler oder Auswaschungsthäler genannt, da bei der Bildung derselben außer dem Wasser keine andere Kraft mitgewirkt hat und dieselben vorzugsweise durch Wegschaffung von Material entstanden sind. Das Elbethal zwischen Bodenbach und Dresden, wo der Fluß die horizontal gelagerten Schichten des Quadersandsteingebirges durchbricht, ist ein solches reines Erosionsthal; ebenso das im Granit ausgewaschene Donauthal zwischen Passau und Krems. In solchen Thälern ist die Arbeit des Wassers bei der

sich gleichbleibenden Gesteinsbeschaffenheit auch eine durchaus gleichmäßige, und daraus erklärt sich die oft auf große Erstreckungen hin sich völlig gleichbleibende Natur solcher Erosionsthäler. Querhemmnisse sind in nicht dislocirten Gesteinsschichten seltener als in dislocirten, und daher auch Seebildungen verhältnißmäßig selten. Man kann die Seen in nicht dislocirten Schichten, entsprechend den Thälern, als Erosions-seen bezeichnen.

Zu den merkwürdigsten tiefsten und längsten Erosionsschluchten, die man kennt, gehören die sog. Cañons des Colorado des Green River und anderer Flüße in den Hochebenen Californiens und Neu-Mexiko's zwischen 111° und 115° W. L. v. Gr. Nach Newberry ist der Colorado Cañon 300 engl. Meilen lang, und hat nahezu senkrechte Wände von 3000 bis 6000 Fuß Höhe. Solche Erosionsschluchten enden nach rückwärts in der Regel mit Wasserfällen, an welchen sich die Arbeit des Wassers unmittelbar beobachten läßt, und wo die Aussägung im großartigsten und rascheſten Maaßstab vor sich geht.

Ein sehr instructives Beispiel liefert der Niagarafall in Nordamerika. Der Niagara-Fluß bildet diesen Fall auf seinem Laufe zwischen dem Erie-See nach dem ungefähr 100 Meter tiefer gelegenen Ontariosee. Oberhalb des Falles fließt der Niagara auf einer Hochebene, unterhalb in einer tiefen, von ihm ausgewaschenen

Fig. 64.



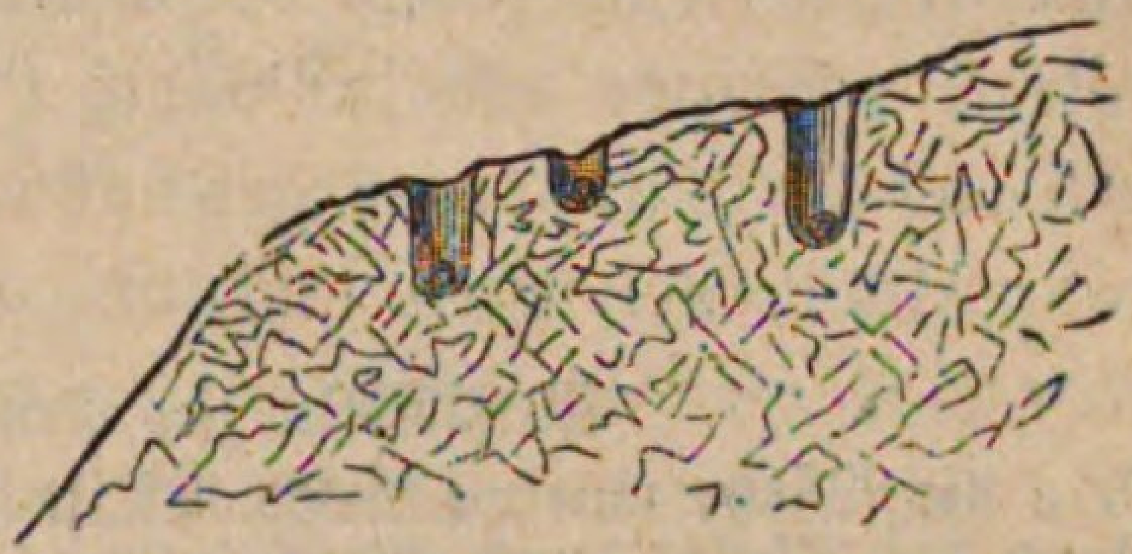
Die Niagarafälle.
s Sandstein. t Mergel und Schieferthon. k Silurischer Kalk.

Schlucht, deren senkrechte Felswände an den durch Inseln und Felsen in mehrere Theile getheilten, circa 54 Meter hohen Fall in einem Halbkreise anstoßen, weshalb auch die größere Hälfte desselben den Namen Hufeisenfall erhalten hat. Der Hufeisenfall ist 339 Met., der American-Fall 195 Met. breit. Die Felswände, über welche das Wasser stürzt, bestehen in ihrer oberen Hälfte aus compacten, 90 Fuß mächtigen Kalkbänken, unter welchen lockerer, leicht verwitternder und zerfallender Schieferthon gelagert ist. Das herabstürzende Wasser unterwascht die Kalkbänke, die endlich ihrer Unterlage beraubt zusammenbrechen; die Unterwaschung beginnt von Neuem und der ganze Fall schreitet in solcher Weise langsam zurück. Hall und Lyell haben berechnet, daß dieses Zurückschreiten jährlich 1' beträgt, mithin in 36,000 Jahren die Schlucht unterhalb der Fälle gebildet worden und in weiteren 70,000 Jahren der Erie-See erreicht sein müsse. In ähnlicher Weise wirkt der Rheinfall unterhalb

Schaffhausen, der endlich die Jurakalkbänke bis zum Bodensee durcharbeiten und dann den Bodensee entwässern wird.

Einige besondere Formen der Erosionswirkung. Wo bei Sturzbächen, Wasserfällen oder Stromschnellen die mit zu Thal gerissenen Gerölle und Gesteinsblöcke an vorspringenden Felskanten und Felsplatten vom Wasserstrudel auf einer und derselben Stelle längere Zeit hindurch in kreisender Bewegung erhalten werden, wirken sie wie ein Erdbohrer auf die Unterlage und graben brunnenartige Vertiefungen ein, welche man in Skandinavien Riesentöpfe oder Riesenkessel genannt hat, da die Volkssage ihre Entstehung der Arbeit eines Riesengeschlechtes zuschreibt. In der Regel findet man in den Aushöhlungen noch die oft wie Kanonenkugeln vollkommen rund abgeschliffenen Steine, durch welche sie ausgebohrt wurden. Dieselben sind besonders häufig in Skandinavien und Finnland, und zwar vorzugsweise im Granit und Gneiß eingebohrt.

Fig. 65.



Riesentöpfe.

Im trockenen Sommer 1857 bemerkte man unzählige solcher cylindrisch gestalteter Aushöhlungen auch an den Felsplatten des Rheinfalls bei Schaffhausen; bei Gastein und an der Salzach bei Golling kommen solche Aushöhlungen in großem Maaßstabe vor, man kennt sie hier unter dem Namen „Oefen".

Den geraden Gegensatz zu den in harten Gesteinen ausgewaschenen Riesenkesseln und Oefen bilden die in lockerem Gebirgsschutt durch Regen gebildeten Erd-

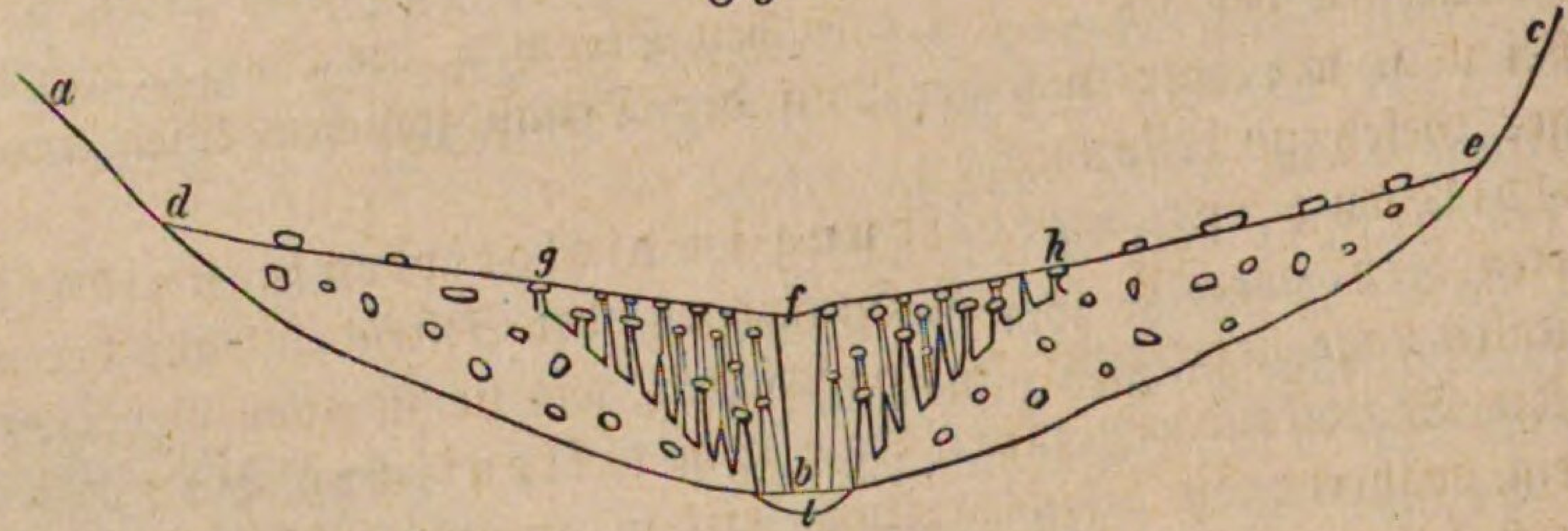
Fig. 66.



Die Erdpyramiden bei Botzen in Südtirol.

pyramiden. Einzelne größere Steine, die in der Schuttmasse eingebettet oder an deren Oberfläche zerstreut liegen, wirken nämlich wie ein Schirm als Schutz für die Unterlage. Bei fortschreitender Erosion bleiben in Folge dieses Schutzes einzelne

Fig. 67.



Durchschnitt zur Erklärung der Bildung der Erdpyramiden.
a b c die Wände und die Sohle des im Porphyr ursprünglich ausgewaschenen Thales. d e die Ausfüllung des Thales durch Moränenschutt eines alten Gletschers. g f h jetziger Thaleinriß mit Erdpyramiden zu beiden Seiten.

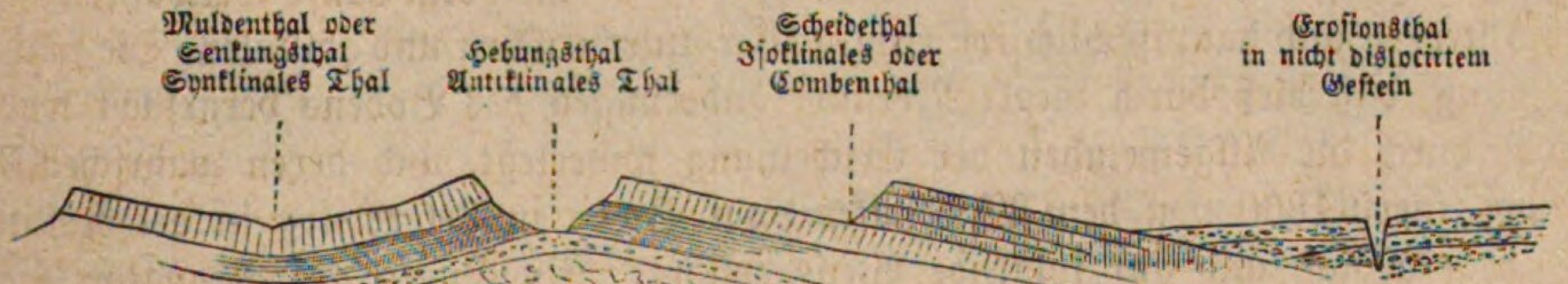
Säulen und Pyramiden frei stehen, die gewöhnlich noch an ihrer Spitze die schützende Steinkappe tragen. Am ausgezeichnetsten ist die Erscheinung in dem rothen Porphyrschutt in der Nähe von *Botzen in Südtirol.* Zu Tausenden stehen die Erdpyramiden 20—100 Fuß hoch, die meisten auf ihrer Spitze noch den Stein tragend, der als Regenschirm wirkte, an den Gehängen der in die lockeren Schuttmassen tief eingerissenen Schluchten der Zuflüsse der Eisack, des Katzenbaches und des Finsterbaches bei Klobenstein (auf dem Ritten).

Einwirkung der Rotation der Erde auf die Erosionsthätigkeit der Flüsse in lockerem Material. Vor langer Zeit schon machte man an verschiedenen Flüssen Europa's die Bemerkung, daß sie in ihrem Laufe fortwährend nach rechts streben und hauptsächlich ihr rechtes Ufer unterwaschen und abspülen. Die frühere Meinung, daß dieß durch locale Niveauveränderungen des Bodens verursacht werde, wurde durch die Allgemeinheit der Erscheinung widerlegt, und deren wahrscheinliche Ursache zuerst 1860 von dem Akademiker *von Baer* in Petersburg in der Rotation der Erde gesucht und auf folgende Weise erklärt. Ein Punkt am Aequator macht offenbar bei der täglichen Umdrehung der Erde eine schnellere Bewegung nach Osten, als ein in größeren Breiten oder am Pol gelegener. Bewegt sich nun ein Körper allmählig vom Aequator gegen den Pol, so wird er eine größere Umdrehungsgeschwindigkeit mit sich bringen, und sich in Folge dessen schneller als seine Umgebung nach Osten bewegen. Ein auf der nördlichen Hemisphäre nach Norden strömender Fluß gelangt somit in Breiten, die eine geringere Umdrehungsgeschwindigkeit besitzen. Seine Ufer werden gegenüber dem Wasser in der rotirenden Bewegung gleichsam zurückbleiben, und dieses wird daher gegen Osten, das ist an das rechte Ufer drücken. Strömt ein Strom der nördlichen Hemisphäre nach Süden, so werden, da er in Breiten mit größerer Umdrehungsgeschwindigkeit kommt, seine Ufer gleichsam vorauseilen und das Wasser einen größeren

Druck nach Westen, also wieder nach rechts ausüben. Diese Wirkung wird um so deutlicher und größer werden, je mehr die Stromrichtung mit dem Meridiane zusammenfällt. Auf der südlichen Hemisphäre wird das Verhältniß natürlich das umgekehrte sein, die Flüsse werden nach links drücken. Die beschriebene Erscheinung ist am auffallendsten bei den großen russischen Strömen, der Wolga, dem Ural, dem Ob, Jenissei u. s. w.; aber auch der Lauf der Donau zwischen Wien und Belgrad scheint obiges Gesetz zu bestätigen.

Thalbildung und Seebildung in dislocirten Gesteinsschichten. In dislocirten d. h. durch Hebungen, Senkungen oder Seitendruck aus der ursprünglich horizontalen Lage gebrachten Gesteinsschichten, wie sie in allen Gebirgen vorkommen, wird die Thalbildung in erster Linie vom tektonischen Bau des Gebirges abhängig sein, während die Wasserwirkung erst in zweiter Linie eine Rolle spielt. Die Thäler sind hier durch Spalten, Mulden oder Einsenkungen vorgebildet und werden durch die Erosion nur vertieft oder erweitert. In dislocirtem Gebirge lassen sich daher Quer- und Längsthäler unterscheiden. Die Querthäler sind ihrem Ursprunge nach durch Erosion erweiterte und vertiefte Gebirgsspalten — Spaltenthäler. Die Längsthäler, die der Streichungsrichtung der Schichten mehr oder weniger parallel laufen, lassen sich wieder in Mulden-, in Hebungs- und in Scheidethäler oder besser in synklinale, antiklinale und isoklinale Thäler unterscheiden, wie Fig. 68 anschaulich macht. Von diesen sind nur die Hebungsthäler zugleich Spaltenthäler, indem sie Längsspaltungen ihren Ursprung verdanken. Im Schweizer Jura (Fig. 69), wo Querthäler und die verschiedenen Arten von Längsthälern so charakteristisch vorkommen, werden querlaufende Zerreißungen der Gebirgsschichten Clusen genannt, isoklinale Thäler Comben.

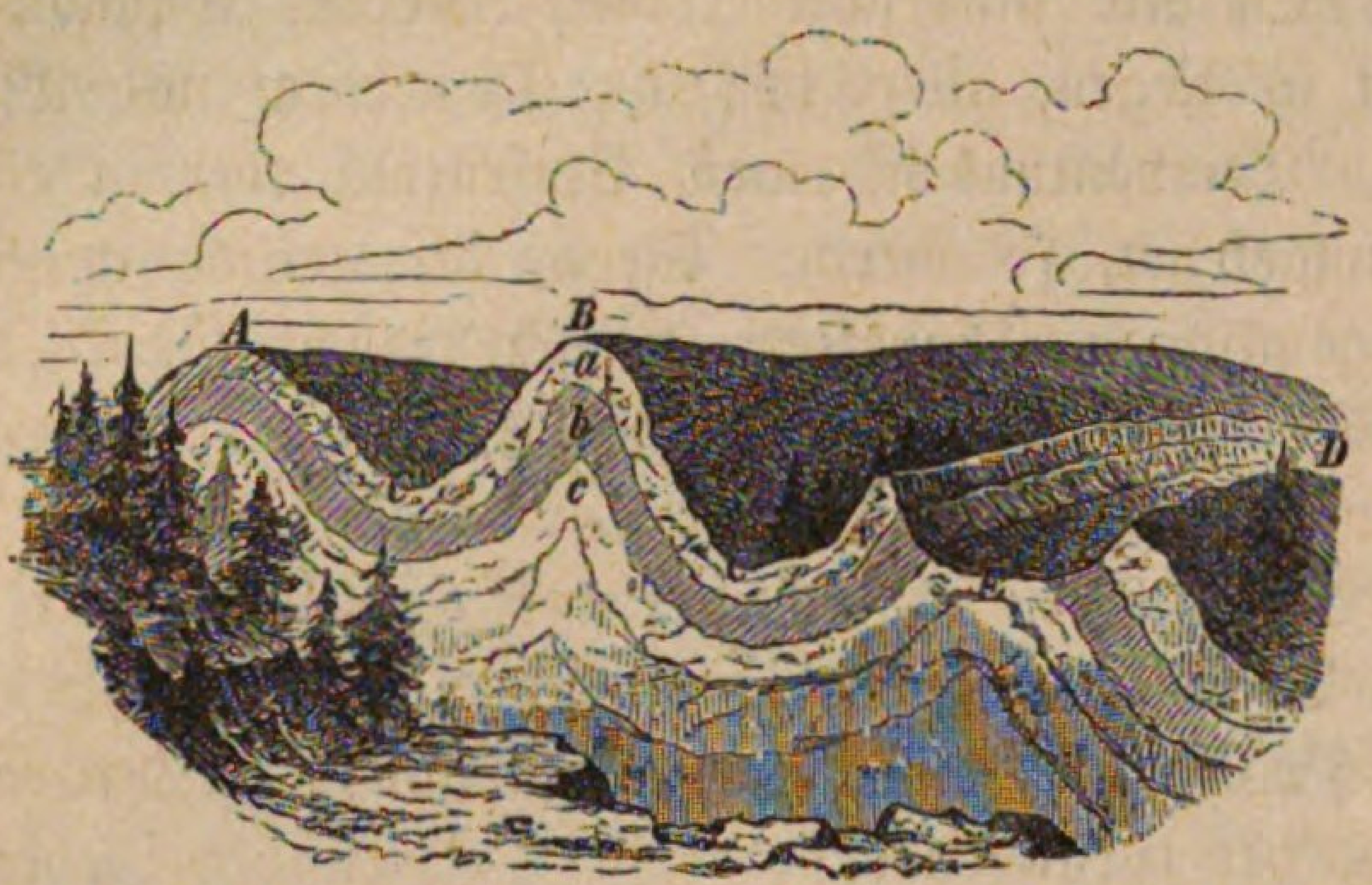
Fig. 68.



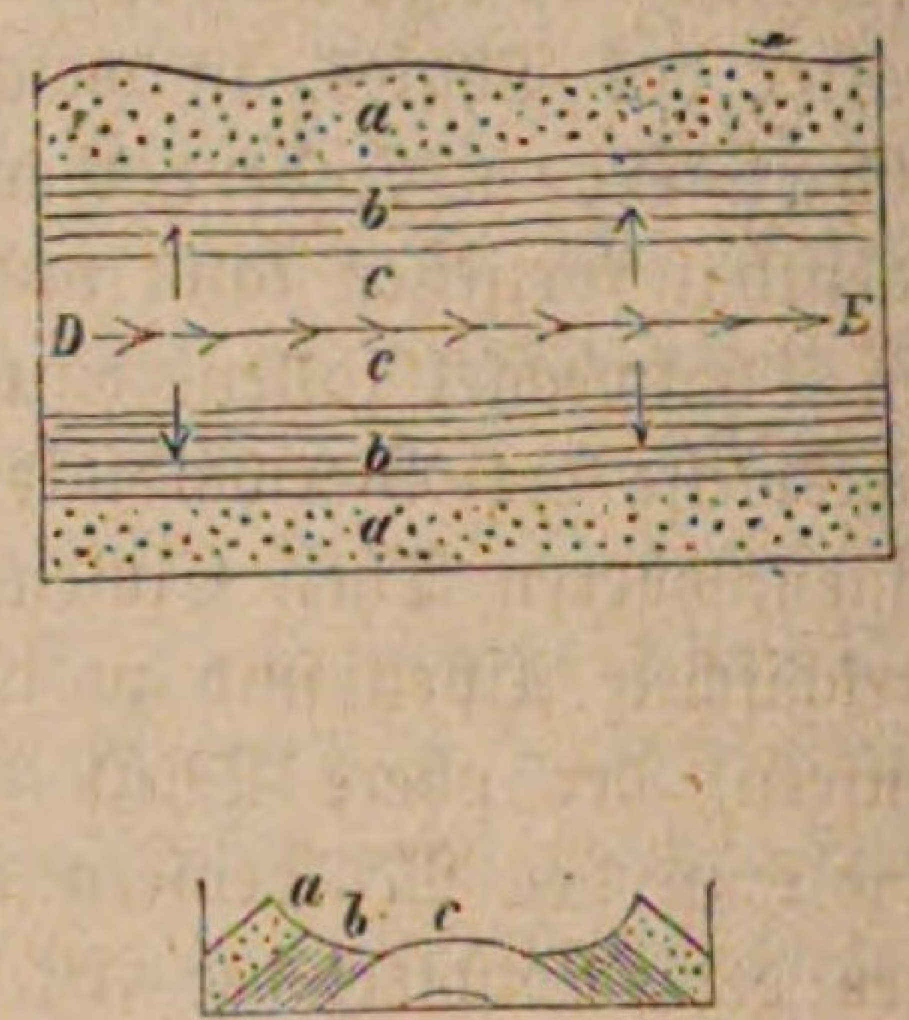
Längsthäler in dislocirtem Gestein.

In dislocirten Schichtensystemen wird in Folge der geotektonischen Verhältnisse die Thalerosion mit der Zeit sowohl in verticaler als auch in horizontaler Richtung auf Gesteine von verschiedenem mechanischem und chemischem Widerstand stoßen. In Folge davon werden sich in jedem größeren Flußthale die oben charakterisirten Stadien oder Abschnitte der Thalbildung nicht bloß mehrmals wiederholen, sondern während der fortschreitenden Arbeit des Wassers wird auch jeder einzelne Thalabschnitt im Laufe der Zeiten von einem Stadium der Thalbildung in den andern übergehen können. Durch ungleiche Consistenz der Gebirgsschichten, durch

Fig. 69.



Zur Erläuterung der Structur des Schweizer Jura. A—B Schichtensättel. C synklinale Thäler. D—E antiklinales Thal.

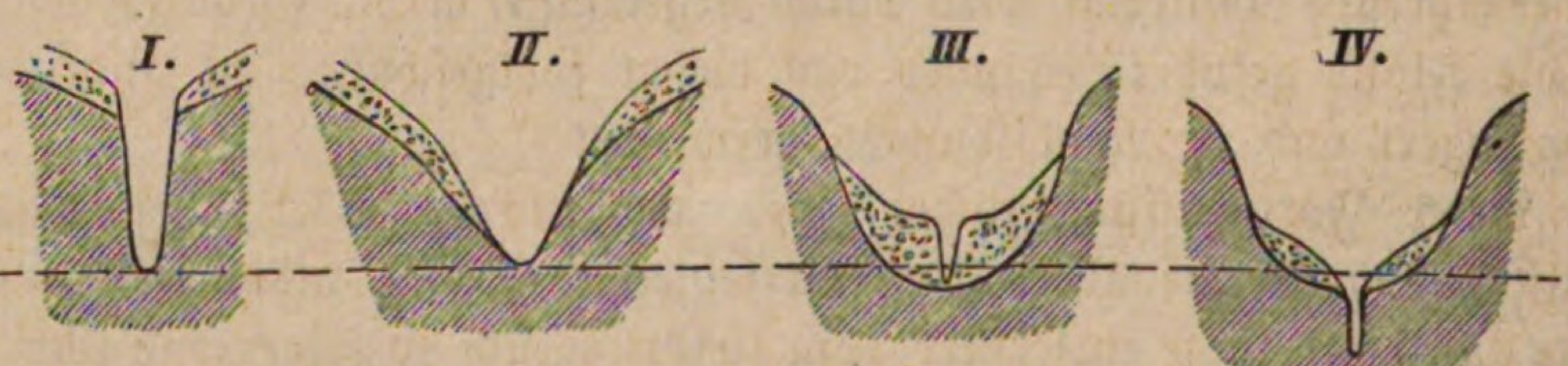


Grundplan und Durchschnitt des antiklinalen Thales D—E.

a, b, c verschiedene concordent über einander liegende Gesteinsschichten.

härtere, schwerer durchsägbare Felsmassen werden bald da, bald dort Hemmnisse hervorgebracht. Alle solche Querhemmnisse wirken aber als Stauung rückwärts und veranlassen eine beckenförmige Erweiterung des Thalweges hinter dem Hemmniß oder vorübergehende Ansammlung von Wasser und von Ablagerungen des transportirten Materials im Rücken desselben. Ist der Schnitt durch das Hemmniß tief genug, so erfolgt die Drainirung und Auswaschung des hinterliegenden Bassins. Die Phasen

Fig. 70.



Erosion.

der Arbeit auf jeder einzelnen Thalstrecke werden daher, wie dieß Rütimeyer an den Thalbildungen in der Schweiz erläutert hat, in einer ununterbrochenen Wiederholung von Sägen (I), Erweitern (II), Ausfüllen durch Ablagerung von transportirtem Material (III), Abfuhr dieses Materials und erneutem Sägen (IV) bestehen, bis der Thalweg die seiner Bodenbeschaffenheit entsprechende continuirliche Gefällscurve erreicht hat.

In Folge derselben Ursachen wird auch die Seebildung in Thälern, welche in dislocirten Schichtensystemen verlaufen, eine weit häufigere Erscheinung sein, als in Thälern, welche in nicht dislocirten Schichten eingerissen sind. Da solche Seen, ebenso wie die Thalbildung selbst, in erster Linie durch die geotektonischen Verhält-

nisse des Gebirges bedingt sind, so bezeichnet sie Desor im Gegensatz zu den Erosionsseen als orographische Seen und unterscheidet diese wieder je nach dem Charakter des Thales, in welchem sie liegen, als Clusen-, Comben- und Muldenthal-Seen. Indem aber ein Combenthal in einem Clusenthal oder in einem Muldenthal fortsetzen kann und umgekehrt, so werden Seen, die gerade in einen solchen Thalwechsel fallen, einen gemischten Charakter an sich tragen können, wie beispielsweise der Vierwaldstädter-See Clusen- und Mulden-See, der Luganer-See in seinem oberen Theil Clusen-, in seinem unteren Theil Comben-See ist. In den österreichischen Alpen sind zu den Clusen-Seen zu rechnen: der Hallstätter-See, die Gosauseen, der obere Theil des Traunsees, ferner der Achensee, Ossiacher See u. s. w.; zu den Muldenseen der Krottensee, Seethalersee (Lungau); zu den Combenseen der Mondsee, der Attersee, der Grundelsee.

In einzelnen Fällen mögen übrigens auch Senkungen des Thalgrundes zur localen Eintiefung des Thales, und somit zur Seebildung beigetragen haben.

b) **Fortführung (Transportation) und Ablagerung des transportirten Materials.** Durch den Einfluß der Atmosphäre, des Regens, des Frostes, des Windes, durch Pflanzen u. s. w. sind selbst die härtesten Gesteine einem fortwährenden Zerstörungsproceß, der Verwitterung, unterworfen. Das Product dieses Zerstörungsprocesses ist der Gebirgsdetritus, d. h. der Gebirgs- oder Gesteinsschutt und der Gesteinsgrus. Ersteren sehen wir an den Bergabhängen oft mächtige hoch hinaufziehende Schutthalden bilden, letzterer bedeckt mehr oder weniger die ganze Oberfläche der der Verwitterung und dem Zerfallen zu Grus hauptsächlich ausgesetzten Gesteine, wie Granit, Sandstein, Dolomit u. a. Dieses von der Verwitterung der Gebirge herrührende Material wird durch Regengüsse in die Gebirgsbäche und aus diesen in die Flüsse geführt; es wird von diesen fortgeschafft, an anderen Stellen wieder abgelagert und zu Neubildungen verwendet.

Bei dieser Fortschaffung findet eine natürliche Sichtung des Materials statt, das gröbere sondert sich vom feineren. Das transportirte und wieder abgelagerte Material ist je entfernter vom Ursprung um so feiner aus zwei Ursachen: erstens, weil bei dem weiteren Transport die gröberen Massen durch gegenseitiges Abreiben mehr und mehr verkleinert werden, und zweitens, weil große Blöcke und Geschiebe bei der im Allgemeinen flußabwärts mit dem stets geringer werdenden Gefälle abnehmenden Geschwindigkeit (Kraft) des Wassers nicht so weit transportirt werden, als feiner Sand und Schlamm. An jedem Flußlauf werden daher die großen Blöcke und das grobe Geschiebe zuerst, die kleineren Flußgeschiebe, der sog. Kies oder Schotter, später, Sand und Schlamm (oder Silt) aber erst zuletzt an den Mündungen der Flüsse, wo das Gefälle fast Null ist, abgelagert werden.

Die ungeheuren Massen, die auf diese Weise auf einem Continent fortwährend transportirt werden, entziehen sich jeder Berechnung. Ueberall sind Wasserläufe an der Arbeit und förmlich die ganze Oberfläche des Continentes ist in Bewegung den Oceanen zu. Der Rhein beispielsweise setzt oberhalb Germersheim bei einer Wasser-

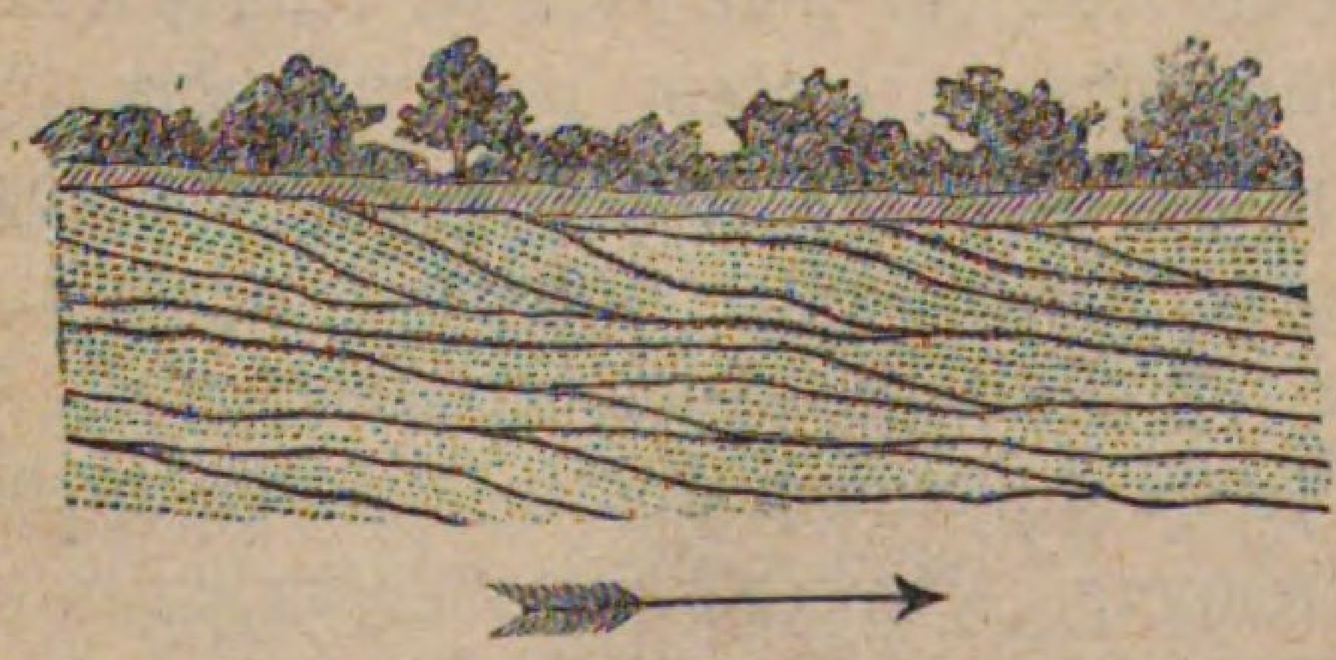
menge von 1200 Cubikmeter per Sec. auf 1 laufenden Meter Flußlänge 1000 Cubikmeter (auf 1000 Mt. Flußlänge 1 Million Cubikmeter) Kies in Bewegung, und führt diese Menge jährlich um 275 Meter weiter flußabwärts. Die Menge des bei Hochwasser mitgeführten Schlammes beträgt nach den Berechnungen des bayrischen Bauinspectors *Grebenau* auf 1000 Cubikmeter Wasser $0{\cdot}_{5}$ Cubikmeter, oder wenn man 30 Tage Hochwasser im Jahre annimmt, jährlich 1,944,000 Cubikmeter. Würde sich diese ganze Schlammmenge im Inundationsgebiet des Rheins zwischen Basel und Bingen ablagern, so müßte sich dasselbe in 10 Jahren um 18 Centimeter, in 100 Jahren um $1._{8}$ Meter erhöhen. In ähnlicher Weise hat man berechnet, daß der Ob, der Jenissei und die Lena, die drei größten Flüße des nördlichen Asiens, in 500 Jahren $7._{4}$ Kubikmeilen Land ins Eismeer tragen, und daß der Mississippi dem mexikanischen Golf jährlich 3,702,758,400 Kubikfuß fester Stoffe zuführt, eine Masse, welche 1 engl. Quadratmeile 268 Fuß tief bedecken würde. Die Masse, welche der Ganges jährlich in den bengalischen Meerbusen führt, wurde auf 6,368,000,000 Cubikfuß berechnet.

Da die Ablagerungen überall da stattfinden müssen, wo durch locale Verhältnisse die Geschwindigkeit des Wassers plötzlich vermindert wird, so ist klar, daß sich dieselben vorzugsweise an der inneren concaven Seite größerer Flußkrümmungen, an der Einmündung reißender Gebirgsbäche in einen Fluß, beim Austritt der Flüsse aus dem Gebirge in die Ebene, sowie bei der Mündung der Flüsse in Seen und in's Meer bilden. Auf diese Weise entstehen die *Kies-* und *Sandbänke* und ebenso die *Inseln* in größeren Strömen, die mächtigen „Schotterkegel" oder fächerförmig sich ausbreitenden *Steinfelder* und Geschiebeablagerungen am Fuße der Gebirge (z. B. das Steinfeld bei Wiener-Neustadt), die ausgedehnten erdigen und sandigen *Alluvialebenen* im Tieflande und die sumpfigen und schlammigen *Deltas* an den Meeresmündungen der Flüsse.

Man bezeichnet die Ablagerungen der Flüsse als *fluviatile* Bildungen oder *Flußalluvionen*, die Ablagerungen in Seen als *lacustrine* Bildungen, und die Ablagerungen an den Meeresmündungen, wo sich Süß- und Salzwasser zu sog. Brackwasser vermengt, als *fluviomarine* oder brackische Bildungen.

Wir wollen einige Erscheinungen, welche sich bei diesen Ablagerungen zeigen, noch näher in's Auge fassen.

Fig. 71.

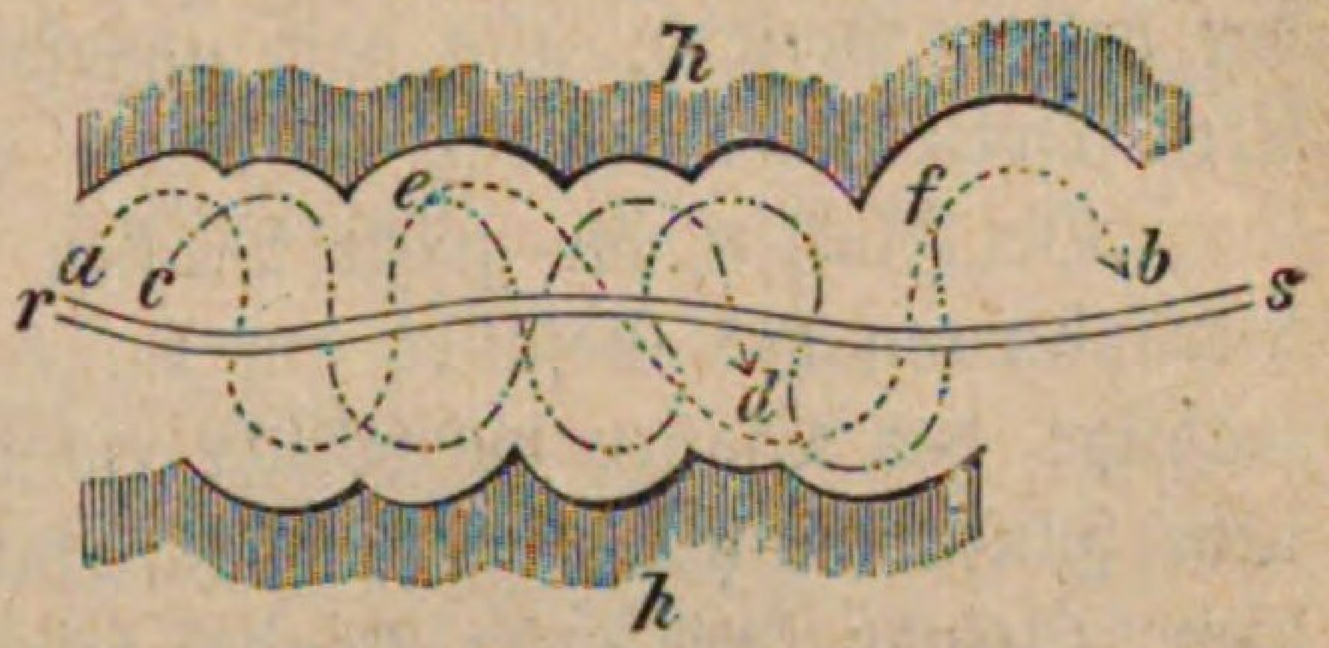


Durchschnitt durch fluviatile Ablagerungen.

Kies- oder Schotterablagerungen. In Folge der wechselnden Wassermengen und Strömungsverhältnisse der Flüsse werden die *fluviatilen Ablagerungen* niemals die regelmäßige, auf große Strecken sich gleichbleibende Schichtung mariner oder lacustriner Absätze zeigen, sondern einen mehr *unregelmäßigen Charakter* besitzen, wie Fig. 71 zeigt, der von kleinen Veränderungen in

der Richtung und in der Kraft der treibenden Strömung abhängt. Da ferner die das Geschiebe in ein Hauptthal führenden Gebirgsbäche stets ein stärkeres Gefälle haben, als der Fluß im Hauptthal, und da jene seitwärts einmünden, so muß das aus dem Bach kommende Geschiebe sich unter der Zusammenwirkung von Bach und Fluß unterhalb der Ausmündung des ersteren an demselben Ufer als ein flußabwärts gerichteter Schuttkegel ablagern. Dieser bildet den Anfang einer Kiesbank, welche je nach dem Maaß ihrer Ausdehnung den Fluß zum Ausweichen an das andere Ufer nöthigt. Hiedurch, und da die Bäche abwechselnd in gewissen Abständen seitwärts solche Schuttkegel in den Fluß bringen, wird der *undulirende* oder *serpentinirende Lauf* der Flüsse veranlaßt. In Folge davon zeigen auch die Hochufer oder die sog. Diluvial-Terrassen größerer Flüsse häufig ganz eigenthümliche Contouren, nämlich eine sich wiederholende Durchkreuzung kreisförmiger Curven. Diese kreisförmig geformten Hochuferlinien, wie sie namentlich im Rheinthal zwischen Basel und Bingen (Fig. 72) vorkommen, sind aber nichts Anderes, als die zu verschiedenen Zeiten gebildeten *Ufer-Concaven* der ehemaligen Flußserpentinen des Rheins vor seiner Regulirung.

Fig. 72.



h—h die Hochufer des Rheins.
a—b, c—d, e—f alte Flußserpentinen.
r—s regulirtes Rheinbett.

Bei jeder Anschwellung des Flußes werden, indem die Stromgeschwindigkeit vermehrt wird, die an den Flußufern liegenden Kiesbänke thalabwärts bewegt. Schließlich wird unter der stetigen ausgleichenden Wirkung des Wassers am Flußgrund, durch das unausgesetzt erfolgende Hinwegführen des leichteren Schlammes, Sandes und des feineren Kieses, durch die für längere Zeit sich gleichbleibende Wassermasse und Geschwindigkeit in die Sortirung des Kieses, in die Lage desselben in

Fig. 73.



Die Kiesbänke des Rheins oberhalb Germersheim.
s—t Stromstrich oder Thalweg. k. Kiesbänke.

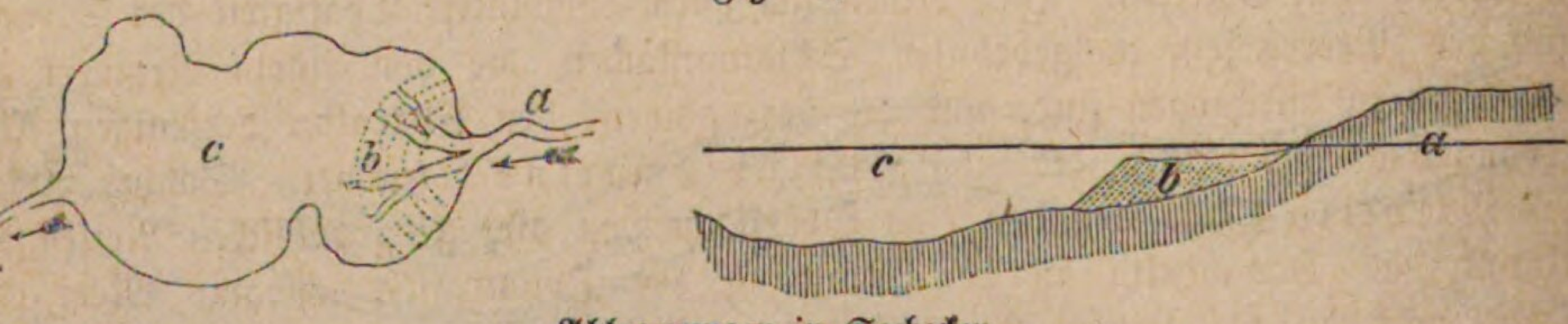
Bezug auf die Ufer und den Thalweg, in die Entfernung, Länge, Breite und Höhe der *Kiesbänke* und in die Tiefe der Thalwegrinne eine gewisse *Regelmäßigkeit* gebracht, wie sie von *Grebenau* in der überraschendsten Weise an der canali-

firten Rheinstrecke von der elsäßischen Grenze bis Germersheim nachgewiesen wurde (Fig. 73). Der mittlere Abstand der einzelnen Kiesbänke, die abwechselnd am bayrischen (linken) Ufer und am badischen (rechten) Ufer liegen, an einem und demselben Ufer beträgt 2000 Meter. Zwischen diesen Kiesbänken schlängelt sich der Thalweg (d. i. die Verbindungslinie der größten Tiefen und der größten Geschwindigkeit des Wassers oder der Weg der Schiffe bei kleinem Wasserstand) hindurch. Wo der Thalweg in schräger Richtung die Verbindungslinie zweier auf einander folgender bayrischer und badischer Kiesbänke kreuzt, an der sog. Schwelle, ist die kleinste Fahrwassertiefe. Die Beobachtung hat ferner ergeben, daß die Periode, welche nöthig ist, damit eine Kiesbank bei ihrem Vorrücken an die Stelle der an demselben Ufer zunächst unterhalb gelegenen Bank ankomme, durchschnittlich 7 1/4 Jahre beträgt. In der halben Periode, also nach ungefähr 3 2/3 Jahren rückt jede Kiesbank an ihrem Ufer soweit abwärts, daß die Curve des Thalweges gerade die entgegengesetzte wird.

Bei Flüssen, die große Massen von Geschieben mit sich führen und bei rascher Veränderung des Gefälles auf kurzen Strecken ablagern, erhöht sich das Bett allmählig; das Wasser durchbricht endlich die Ufer verändert seine Richtung, bildet neue Flußarme und bedroht das umliegende Land durch Ueberschwemmung. Wird dieser Gefahr, wie beim Po auf seinem Lauf in den Ebenen der Lombardei, durch künstliche Abdämmung, welche das umliegende Land nicht bloß vor Ueberschwemmung schützen, sondern auch gleichzeitig eine regelmäßige Bewässerung der Niederungen möglich machen soll, entgegengearbeitet, so wird endlich der Fluß auf einem erhöhten Damm sein Ueberschwemmungsgebiet durchziehen. Beim Po ist dieser halb natürliche, halb künstliche Damm so hoch, daß man beim Uebergang über denselben, z. B. bei Ferrara, einen förmlichen Hügel ersteigen muß.

Delta-Bildungen. Seen, welche einen Flußlauf unterbrechen, wirken als **Klärungsbassins**. Das vom Fluße mitgeführte Material häuft sich an der Einmündung in den See zu einem Schuttkegel an, während das aus dem See abfließende Wasser klar und geschiebefrei ist. Indem aber der Schuttkegel

Fig. 74.



Ablagerungen in Seebecken.
a Fluß. b Schuttkegel. c Seebecken.

wächst, wird er nach und nach die ganze Sohle des Seebeckens ausfüllen. In Folge dieser allmähligen Ausfüllung und ebenso durch die allmählige Tiefereingrabung seines Ablaufes wird jeder See schließlich trocken gelegt. An die Stelle einzelner terrassenförmig über einander liegender Seebecken, deren Wasser sich in geschiebefreien Abflüssen

in das nächste tiefer liegende Becken ergoß, tritt so im Laufe der Zeiten ein zusammenhängender, Geschiebe führender Fluß. Dies ist die Geschichte beinahe aller Flüsse und Thäler.

Ebenso wie in Landseen, nur in weit größerem Maaßstabe, finden auch die Ablagerungen an der Mündung der Flüsse in's Meer statt. Nur wird es sich hier in den meisten Fällen um Absätze von Schlamm und Sand handeln, da der Fluß alles grobe Material schon in seinem oberen Lauf abgesetzt hat. Man bezeichnet solche Ablagerungen in Landseen und an den Meeresmündungen der Flüsse mit dem Namen Delta, weil sie meistens eine dreieckige, also der Form des griechischen Buchstaben Delta Δ ähnliche Gestalt haben. Die Basis des Dreiecks ist dem Meere zugekehrt, die Spitze dem Lande. Der Rhein z. B. hat ein Delta bei seinem Einfluß in den Bodensee, die Wolga und der Ural bei ihrer Mündung in's Caspische

Fig. 75



Das Nildelta.

Meer. Am vollkommensten sind die Deltabildungen an der Mündung großer Ströme in Meere ohne Gezeiten. Hier bilden sich durch combinirte Thätigkeit des Stromes und des Meeres jene ausgedehnten Schlammflächen, die von einem Netzwerk von Wasseradern durchzogen sind, und die vorzugsweise den Charakter derjenigen Ablagerungen an sich tragen, die man als fluviomarine bezeichnet. Solcher Art ist das Nildelta (Fig. 75), das eine Oberfläche von 400 geographischen Meilen einnimmt, das Donaudelta an der Mündung der Donau in's schwarze Meer, das Delta des Po bei seinem Ausfluß in's adriatische Meer, ferner der Rhone, des Rheins, des Ganges, des Mississippi u. s. w.

Besondere Erwähnung verdient jedoch noch die Thatsache, daß Flüsse, welche in Meere mit starker Ebbe und Fluth oder mit kräftigen Meeresströmungen münden, keine Deltas bilden. Man vermißt derartige Bildungen z. B. am Amazonenstrom und am Orinoko, weil sich die Aequatorialströmung der Schlammmassen dieser Ströme bemächtigt, und dieselben theils an die flachen Küsten von Mexico und Texas führt,

theils weithin auf den Grund des Oceans vertheilt. An solchen Flußmündungen bilden sich sogenannte Aestuarien oder negative Deltas, von welchen später die Rede sein wird.

B. Das Salzwasser: Salzseen und das Meer.

Salzseen. Es ist eine Thatsache, die sich in allen Welttheilen bestätigt findet, daß Seen, die nur Zufluß, aber keinen Abfluß haben, salzig sind. Die Zuflüsse führen nämlich fortwährend kleine Mengen von Salzen zu, die bei der Verdunstung des Wassers zurückbleiben und solche Wasserbecken mehr und mehr versalzen. Das Todte Meer in Palästina, das wegen seiner tiefen Lage (392 Meter unter dem Spiegel des mittelländischen Meeres) keinen Abfluß hat, und von dem Jordan, der $3._4$mal so viel salzige Bestandtheile enthält, als das Wasser der Themse, gespeist wird, ist eine beinahe gesättigte Salzlauge von einem spec. Gew. von $1._{23}$, die $24._5$ Perc. fester Bestandtheile enthält (darunter $7._1$ Perc. Kochsalz), so daß Thiere nicht darin leben können. An den Ufern setzt sich Salz ab. Sehr belehrende Beispiele für Salzseen bietet die flache Landschaft im südlichen Rußland zwischen der Wolga, dem Aral-See und dem caspischen Meer, die sog. Kirgisensteppe. Der ganze Boden längs des caspischen Meeres von der Wolga bis zum Terek ist eine Salzsteppe und so mit Salz imprägnirt, daß nur einige Salzpflanzen wie Artemisia maritima, Salicornia herbacea, Uredo salicorniae u. a. daselbst wachsen. Der bekannteste Salzsee in dieser Region ist der Elton-See auf der linken Seite der unteren Wolga, ein seichter nur 2—4' tiefer See von 7 Meilen Umfang, in welchen 8 salzhaltige Flüsse münden. Das Wasser dieses Sees hat ein spec. Gew. von $1._{27}$ und enthält $28._8$ Perc. Salze, ist also eine gesättigte Salzlösung. Er sättigt sich im Sommer hauptsächlich mit Chlormagnesium, das in warmem Wasser löslicher ist als in kaltem und setzt dafür Kochsalz ab, das von dem seichten Boden nach dem Ufer des Sees geschafft wird. Der Eltonsee liefert einen großen Theil des Salzbedarfes für Rußland. Reich an Salzseen ist auch das Hochland von Tibet. Ein berühmter Salzsee in Nord-Amerika ist der Große Salzsee im Gebiet der Mormonen westlich vom Felsengebirge, 14 geogr. Meilen lang, 6—7 breit. In denselben münden viele Flüsse und ein bedeutender Strom, der Bear River. Nach Fremont ist dieser See ganz mit Chlornatrium gesättigt. Salzseen und Salzsteppen finden sich auch in Afrika und Australien, wo der Mangel an süßem Wasser die Erforschung des Innern so sehr erschwert.

Das Meer. Das Meerwasser ist salzig. Die Salze, welche in demselben aufgelöst sind, wechseln nach Menge und Beschaffenheit so wenig, daß man seine Zusammensetzung fast als constant ansehen kann. Bei einem specifischen Gewicht von $1._{027}$ enthält das Wasser der offenen Meere im Mittel $3._5$ Percent Salze und zwar nach einer Analyse des Wassers des Stillen Meeres von Bibra:

Chlornatrium	$2._{59}$	oder in Percenten der Salze					$73._{47}$
Chlormagnesium	$0._{41}$	"	"	"	"	"	$11._{64}$
Chlorkalium	$0._{12}$	"	"	"	"	"	$3._{45}$
Schwefelsaurer Kalk	$0._{16}$	"	"	"	"	"	$4._{60}$
Schwefelsaure Magnesia	$0._{21}$	"	"	"	"	"	$5._{97}$

nebst kleinen Mengen von Brom-Natrium, Brommagnesium ($0._{002}$), kohlensaurem Kalk nebst kohlensaurer Magnesia ($0._{025}$) und Jodsalzen.

Locale Schwankungen im Salzgehalt der Meere sind bedingt durch stärkere Verdunstung mancher Binnenmeere, durch das Schmelzen großer Eismassen in den Polarregionen und durch den Zufluß wasserreicher Ströme an den Küsten und in einzelnen Meeresarmen. Das mittelländische Meer z. B., das von warmen Landmassen umschlossen und einer starken Verdunstung ausgesetzt ist, hat einen etwas höheren Salzgehalt, von 4 bis 4 1/8 Perc. bei einem specifischen Gewicht von $1._{029}$. Es müßte zu einem Salzsee werden, wenn die Meerenge von Gibraltar geschlossen wäre. Ebenso sind die Verhältnisse im rothen Meer, das gar keinen Fluß aufnimmt. Dagegen stehen das schwarze Meer (Salzgehalt $1._{77}$) und die Ostsee (Salzgehalt $1._{77}$, spec. Gew. $1._{014}$) sehr niedrig in ihrem Salzgehalt, weil diese beiden Becken bedeutende Flüsse aufnehmen, so daß der Zuschuß an süßem Wasser weit größer ist, als die Verdunstung.

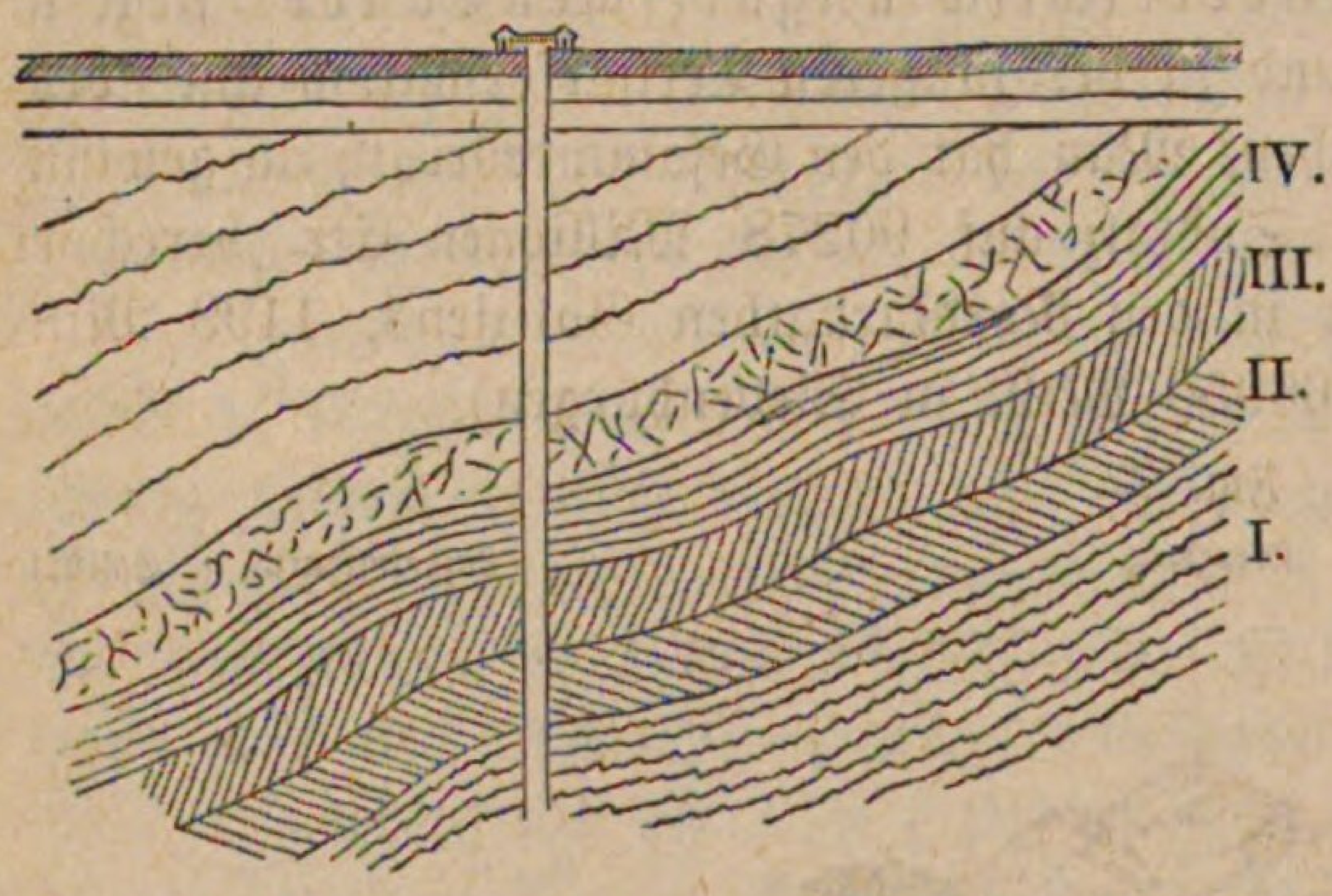
Halbsalziges Wasser, wie es an den Mündungen großer Flüsse in Aestuarien vorkommt, nennt man Brackwasser. In solchem Wasser können gewisse Thiere, wie Austern, Steinkorallen u. s. w. nicht mehr leben, eine Thatsache, die für den Geologen von größter Wichtigkeit ist. So läßt sich aus dem Vorkommen versteinerter Korallen in den ältesten paläozoischen Schichten schließen, daß das Meer schon in jenen frühesten Perioden der Erde so salzig war, als heutzutage.

Chemische Niederschläge aus Salzwasser, Gyps- und Steinsalzbildung. Wie das süße Wasser Kalkabsätze bildet, so müssen wir im Salzwasser die Ursache der Bildung der zahlreichen Gyps-, Anhydrit- und Steinsalz-Ablagerungen in den Schichten der Erde suchen. Diese können jedoch nur da stattfinden, wo das Meerwasser in abgeschlossenen Buchten oder Becken durch Verdunstung nach und nach zu einer gesättigten Salzlauge wird. Würde das ganze Weltmeer — eine mittlere Tiefe desselben von 12000 Fuß vorausgesetzt — verdunsten, so müßte ein im Mittel 850 Fuß mächtiges Lager von Salzen (vorherrschend Gyps, Kochsalz, Glaubersalz und Bittersalz) den Boden desselben bedecken. Dabei werden sich die Salze nach dem Grade ihrer Löslichkeit in einer gewissen Reihenfolge absetzen, ganz ebenso wie beim künstlichen Verdunstungsproceß der Soolen in den Salzsiedereien. Bekanntlich unterscheidet man in den Salzsiedereien: Pfannenstein, Soppen- und Mutterlaugensalze. Unter den ersteren herrscht der schwefelsaure Kalk (Gyps) vor, der als das schwerlöslichste Salz (in reinem Wasser nur etwa zu 20 Theilen in 10000 Theilen Wasser) sich zuerst abscheidet. Mit eingetretener Gahre beginnt die Abscheidung der Soppensalze und zwar hauptsächlich des Kochsalzes, und schließlich bleiben in Lösung nur noch die am leichtesten löslichen Salze: die Kalisalze und Magnesiasalze, die sog.

Mutterlaugensalze. In ähnlicher Weise nun haben sich ohne Zweifel die Gyps- und Steinsalzlager der Erde gebildet, theils in Salzseen, theils in Meeresbuchten, deren Landzuflüsse der Verdunstungsfläche nicht gewachsen sind.

Diese Ansicht von der Bildung der Gyps- und Salzlager in den Schichten der Erde wurde auf's glänzendste bestätigt durch die Zusammensetzung des merkwürdigen Salzlagers von Staßfurt, 4 Meilen südlich von Magdeburg in Preußen, das wir deshalb näher betrachten wollen (Fig. 76). Eine schwache Soolquelle hat zu der Entdeckung dieses mächtigen Lagers geführt, das 1856 durch eine Tiefbohrung aufgeschlossen wurde. Unter dem bunten Sandstein, der mit Kalk und Rogensteinbänken das Hangende bildet, kam man in 800 Fuß Tiefe auf einen an der Oberfläche in Gyps verwandelten Anhydrithut von 150 Fuß Mächtigkeit und darunter auf das eigentliche Salzlager, das nach den bisherigen Aufschlüssen 1035 Fuß mächtig ist, und dessen Liegendes in einer Tiefe von 1800 bis 1900 Fuß noch nicht erreicht wurde. Nach der chemischen Zusammensetzung des Salzlagers lassen sich von unten nach oben 4 Abtheilungen unterscheiden:

Fig. 76.



Durchschnitt des Salzlagers von Staßfurt-Schönebeck in Preußen. Einfallen 25 bis 35 Grad.

I. Die Steinsalzregion, 800 Fuß mächtig, sie besteht aus 1—6zölligen vielfach gewundenen Schichten reinen Chlornatriums, welche durch höchstens 1/4 Zoll dicke Anhydritstreifen getrennt sind. Die einzelnen Schichten scheinen dem Jahresniederschlag zu entsprechen, woraus sich also circa 2000 Jahre für die Bildung des ganzen Lagers ergeben würden.

II. Die Polyhalitregion, 113 Fuß mächtig, unreines Steinsalz mit Polyhalitschnüren (Polyhalit $= 2CaO . SO_3 + MgO . SO_3 + KO . SO_3 + 2HO$) und anderen leicht löslichen Substanzen.

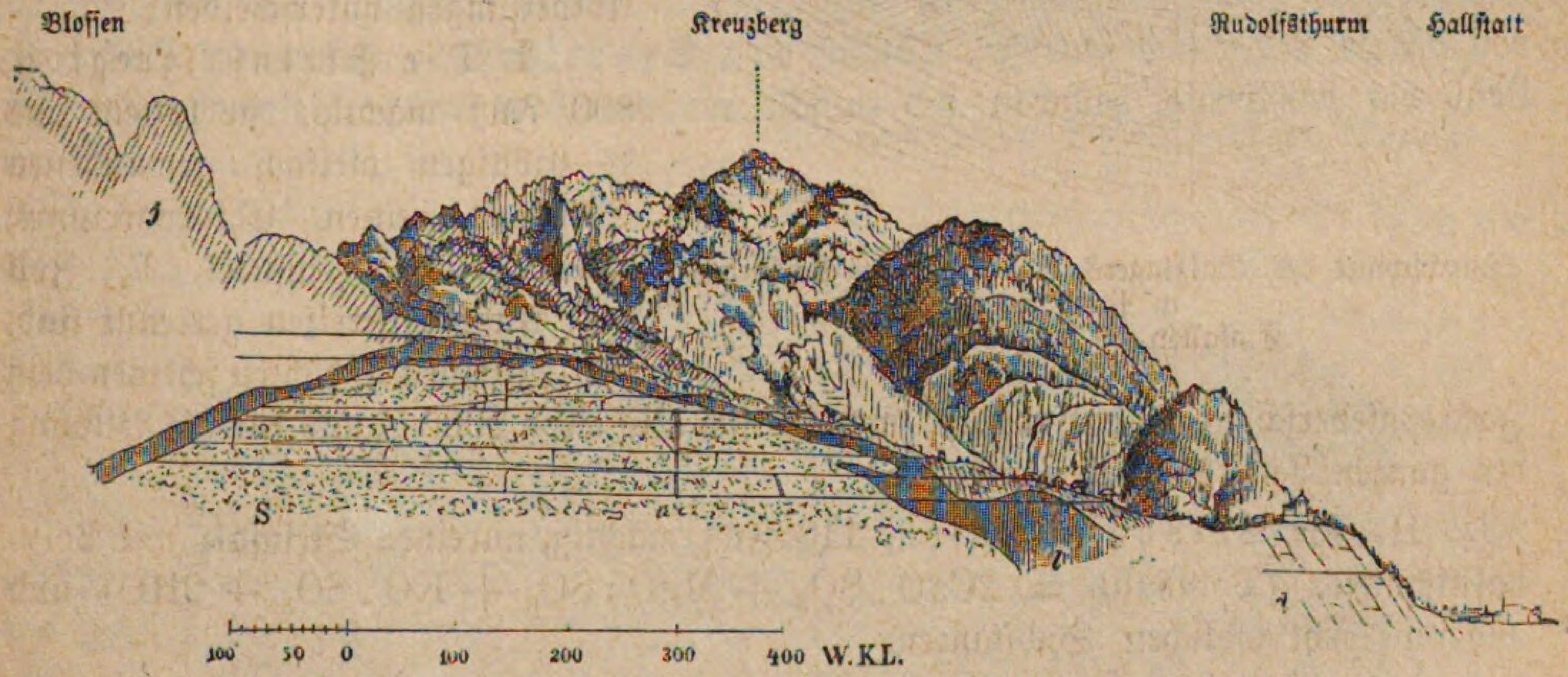
III. Die Kieseritregion, 120 Fuß mächtig; neben Steinsalz walten schwefelsaure Verbindungen vor (Kieserit $= MgO . SO_3 + HO$, Bittersalz $= MgO . SO_3 + 7HO$).

IV. Die Carnallitregion, 80—130 Fuß mächtig; ein buntes Gemisch von Steinsalz, Bittersalz und leicht zerfließlichen Kalisalzen (sog. Abraumsalze oder Mutterlaugensalze: Carnallit $= 2MgCl + KCl + HO$, Staßfurtit $= 2\,(3MgO . 4BO_3) + MgCl + HO$, Sylvin oder Kalisalz $= CKl$, Kainit $= 5 \left\{\begin{matrix} MgO \\ CaO \end{matrix}\right\} SO_3 + 4 \left\{\begin{matrix} K \\ Na \end{matrix}\right\} Cl + 15HO$; Tachhydrit $= 2MgCl + CaCl + 12HO$, das am leichtesten zerfließliche Salz).

Das Staßfurter Salzlager erscheint somit als das Resultat eines ruhigen Verdunstungsprocesses, wie wir ihn noch heute an den Ufern des todten Meeres, im Eltonsee und in den Salzgärten des Mittelmeeres beobachten. Während jedoch auf anderen Salzlagern nur der eine Bestandtheil des Meerwassers, das Kochsalz, vorkommt, so enthält dieses Lager alle Salze, die einst im Meere gelöst waren, also auch die zerfließlichsten, und zwar nach dem Grade ihrer Löslichkeit geschichtet. Daß die leicht löslichen Mutterlaugensalze so selten in den Schichten der Erde vorkommen und bei den wenigsten Salzlagern gefunden werden, erklärt sich eben aus ihrer leichten Löslichkeit, vermöge deren sie entweder überhaupt nicht zum Absatz gelangt sind oder nach demselben wieder fortgeführt wurden. Das scheint namentlich bei den Salzstöcken der Alpen und zum großen Theil auch bei den Salzlagern der Karpathen der Fall zu sein.

Der Salzreichthum der österreichisch-ungarischen Länder liegt in der Triasformation der Nordalpen und in der jüngeren Tertiärformation am nördlichen und südlichen Fuße der Karpathen. Man hat den Gesammtvorrath an gewinnbarem Stein- (oder Bruch-Salz und Sudsalz auf 96278 Millionen Ctr. berechnet (776 Mill. in den Alpen, 353 Mill. in den Nordkarpathen Galiziens, 1199 Mill. in den Südkarpathen Ungarns und 66950 Mill. in Siebenbürgen).

Fig. 77.



Durchschnitt des Salzberges bei Hallstatt
s Salzstock. l Lebergebirge. d Dachsteinkalk. j Jurakalk.

Salzstöcke der Alpen. In den Alpen (Hall in Tirol, Aussee in Steiermark; Hallstatt und Ischl in Oberösterreich, Berchtesgaden und Reichenhall in Bayern) bilden die Salzeinlagerungen unregelmäßige, stockförmige Massen, die von der Oberfläche weg mehr oder weniger ausgelaugt sind. Dadurch entstand das sog. Leber- und Haselgebirge, welches die Salzstöcke umschließt und aus thonigen Massen mit mehr oder weniger Salz und Gyps besteht. Nach unten setzen die Salzstöcke in unbekannte Tiefe fort. Das Salz ist körnig, selten faserig, gewöhnlich grau, oft auch röthlich, seltener blau. Untergeordnet kommen vor Bittersalz, Glaubersalz, Anhydrit,

Gyps, Polyhalit, als große Seltenheit auch Kainit. Eine deutliche Schichtung ist im Salzgebirge der Alpen nicht wahrzunehmen; durch einen Wechsel verschieden gefärbter dünner Lagen erscheint es häufig gebändert. Nur das reinere Salz wird als Kernsalz oder Bruchsalz unmittelbar in Stücken gewonnen. Die unreineren Lager werden auf sog. „Sinkwerken" oder „Wehren" ausgelaugt, und die auf diese Weise erzeugte künstliche Soole mit 16—27 Procent Salzgehalt nach den Sudhäusern geleitet, wo daraus Sudsalz gewonnen wird.

Die Salzlager in den Karpathen. Der große Reichthum an Steinsalz und an Soolquellen zu beiden Seiten der Karpathen ist schon lange bekannt. Am nördlichen Abfalle liegen namentlich bei Wieliczka und Bochnia fast unerschöpfliche Salzmassen. Bei Wieliczka kommt man auf das Salz in einer Tiefe von 20 Klaftern. Oben lagert 6 Klafter mächtig Diluvium, dann folgt Mergel, Gyps, Salzthon und Salz. Die Strecken im Salzbergwerk sollen eine Gesammtlänge von 80 Meilen haben. Man unterscheidet drei Salzarten, welche in drei Etagen über einander liegen, zuoberst das Grünsalz, großkrystallinisch bis körnig, meist grau; darunter das Spizasalz, kurzstenglich bis körnig, dunkelgrau mit Einschlüssen von Molluskenschalen, Foraminiferen und Korallen; auch Coniferenzapfen und Stücke von Braunkohle kommen darin vor. Eine Abänderung dieses Salzes ist das sogenannte Knistersalz, welches nach H. Rose comprimirte Gase enthält. Durch Salzthon und Anhydrit ist von diesem Lager das unterste, nämlich das Szybikersalz, getrennt. Dieses ist klein- bis großkörnig, hellgrau und enthält am wenigsten fremde Beimengungen.

Fig 78.

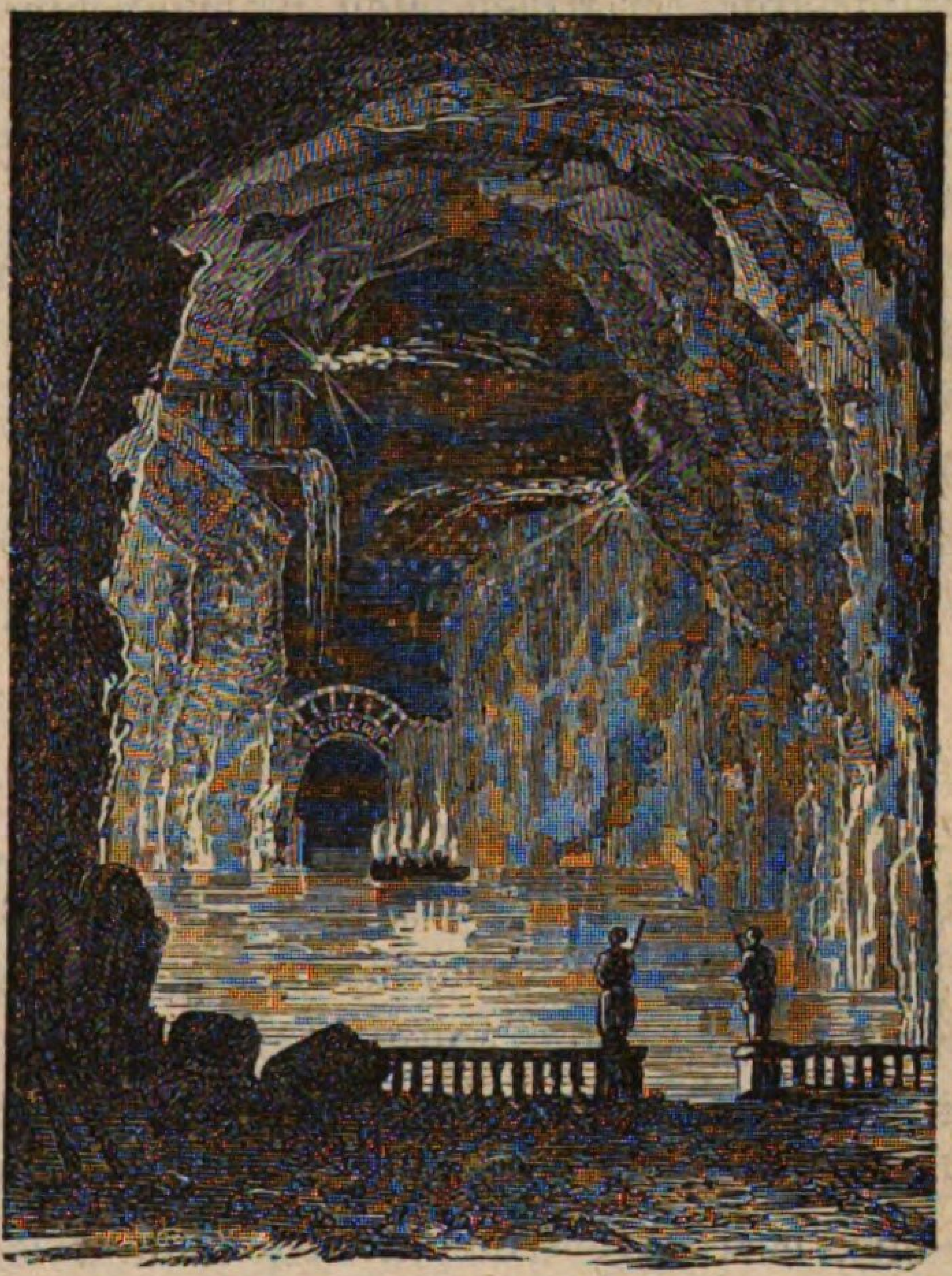


Durchschnitt der Salzablagerung von Wieliczka.
a Grauer Mergel. b Salzthon. c Sandiger Salzthon. d Mergel mit Anhydrit. e Sandsteinschichten. f Grünsalzkörper. g Spizasalzlager. h Szybikersalzlager. i Diluviale Thon- und Triebsandlager.

Das Grünsalz bildet vereinzelnte Salzkörper im oberen sogenannten Haselgebirge von der Größe eines Kubikfußes bis zu vielen tausend Kubikklaftern, daher in den oberen Horizonten der eigenthümliche Kammerbau (Fig. 79). Das Spizasalz kommt

schon in kleinen Flötzen vor, welche einen Zusammenhang und eine größere Ausdehnung in die Länge und Breite haben. Das Szybikersalz bildet sowohl in Hinsicht der Ausdehnung als auch der Mächtigkeit eine anhaltende gleichförmige Flötzablagerung. Die Salbänder dieser Salzlager sind gewöhnlich von Anhydrit (Gekrösestein) gebildet. Eine zweite Saline, die von Kalusz in Ostgalizien, ist in den letzten Jahren überaus wichtig geworden, weil man in der sehr mächtigen Salzablagerung derselben reiche Vorkommnisse von reinem Kalisalz oder Sylvin und von Kainit entdeckt hat. Der Sylvin ist daselbst meist röthlich gefärbt, oder wo er mit blauem Steinsalz zusammen vorkommt, milchweiß, der Kainit gelblich. Diese Salze werden seit 1867 ausgebeutet.

Fig. 79.



Eine Kammer im Salzbergwerk von Wieliczka.

Die mechanischen Wirkungen des Meeres. Selten nur hat der Bewohner der Küste Gelegenheit, das Meer als eine ruhige ebene Fläche zu beobachten; es ist fast in steter Bewegung und nur durch die Bewegung des Wassers wirkt auch der Ocean als mechanische Kraft. Das Meer wird aber in Bewegung gesetzt 1. durch das allgemeine System der Meeresströmungen, 2. durch die Gezeiten (Ebbe und Fluth), 3. durch Wind und Sturm, 4. durch Erdbeben. Die Bewegung des Wassers ist dabei theils eine schwingende (Wellenbewegung), theils eine strömende.

Die Gezeiten: Ebbe und Fluth.*) Das Niveau des Meeres zeigt regelmäßige periodische Oscillationen. Ungefähr 6 Stunden lang steigt an den Küsten das Wasser, das nennt man Fluth, dann fällt es wieder in den nächsten 6 Stunden und dieses Sinken wird Ebbe genannt. Auf hoher See ist das Steigen und Fallen des Wassers nicht bemerkbar. An jedem Tage findet zweimal Ebbe und zweimal Fluth oder zweimal Hochwasser und zweimal Niederwasser statt. Der Zeitraum dieser doppelten Oscillation ist aber nicht genau 24 Stunden, sondern im Mittel 24 Stunden 50′ 28″, was genau der Zeit zwischen zwei auf einander folgenden Mondculminationen entspricht. Zwischen einem Hochwasser und dem andern liegt daher immer ein Zeitraum von 12^h 25′ 14″ und das Hochwasser tritt für einen bestimmten Punkt der Küste täglich um etwa 50 Minuten später ein.

*) Ueber die Meeresströmungen siehe: „Allgemeine Erdkunde". Von Dr Hann, Dr. von Hochstetter und Dr. Pokorny. 2. Aufl. Seite 62 ff.

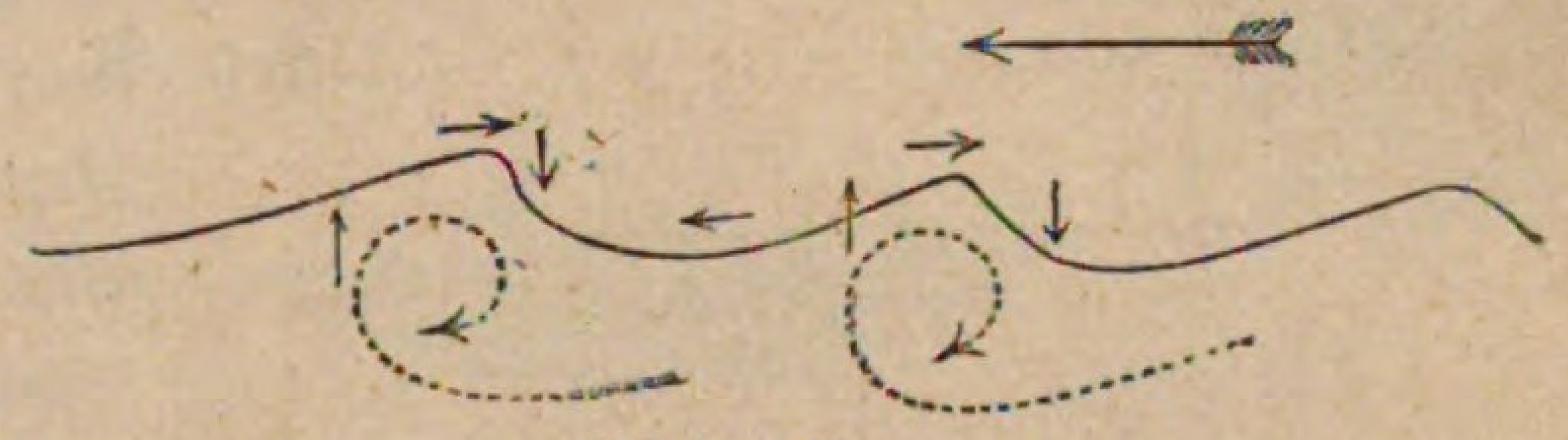
Bekanntlich erklärt man die Gezeiten aus der Anziehung des Mondes und der Sonne*). Springfluthen entstehen bei Voll- und Neumond durch Zusammenwirken von Sonne und Mond; Nippfluthen treten ein, wenn der Mond im ersten und dritten Viertel steht. Das Zeitintervall zwischen dem Eintritt der Mondesculmination und dem Hochwasser für einen bestimmten Ort nennt man die Hafenzeit. Jeder Küstenpunkt hat seine bestimmte Hafenzeit. Linien, welche die Punkte gleichzeitigen Hochwassers verbinden, heißen Isorachien (Whewells's Isorachien-Karte). Der Ursprung der Fluthwelle liegt nach Whewell's Theorie, die jedoch neuerdings mit Recht angegriffen wird, in der Südsee. Von hier soll sich die Wellenbewegung gegen Westen durch den indischen Ocean und um's Cap der guten Hoffnung nach dem atlantischen Ocean fortpflanzen.

Die Fluthhöhe ist von localen Verhältnissen abhängig. Im stillen Ocean steigt die Fluth nur 2—3 Fuß, im atlantischen Ocean an der spanischen Küste 12 Fuß, an der westfranzösischen 18 Fuß, und ebensoviel am Eingang der Themse. Eine ungeheure Höhe aber erreichen die Fluthwellen, wenn sie in Buchten eingezwängt, gleichsam concentrirt werden; im Bristol-Canal 40—50 Fuß, im Hintergrund der Fundybai an der südöstlichen Küste von britisch Nordamerika 60—70 Fuß. In Binnenmeeren, wie im mittelländischen Meer, der Ostsee und im mexicanischen Meerbusen ist die Fluth nur wenig bemerkbar. Wo die Fluthwellen in enge Hafenbuchten oder in Strommündungen eindringen, wie in die Mündungen des Ganges, des Amazonenstromes u. s. w., erzeugen sie Fluthströmungen, und namentlich wenn der Wind in gleicher Richtung mit der Strömung wirkt, sogenannte Wasserbarren (Roller oder Bore), welche sich bisweilen mit einer Geschwindigkeit von 30 Seemeilen in der Stunde, d. h. mit der Schnelligkeit von Expreßzügen unserer Eisenbahnen, flußaufwärts bewegen, Wassermauern von 15—20 Fuß Höhe bildend, die Alles verheeren. Bei Ebbe fließt die Strömung in entgegengesetzter Richtung.

*) Der Attraction von Sonne und Mond wirkt die Schwerkraft entgegen. Die Differenz der Anziehung des Mondes auf die Wasserhülle der Erde und den Erdmittelpunkt ist nur der neunmillionste Theil der Schwerkraft, während die Anziehung der Sonne auf die Wassertheilchen sogar 17 bis 18 millionenmal geringer ist, als die in entgegengesetzter Richtung wirkende Schwere. Selbst wenn Sonne und Mond wie bei der Springfluth zusammenwirken, sind die Wassertheilchen der Fluth nur um den sechsten Theil eines Millionstels ($^1/_6$ Milliontel) leichter, als die der gleichzeitig 90° davon entfernten Ebbe. Die aus der directen Anziehung allein folgende Niveaudifferenz würde also unmerklich sein. Anders aber verhält es sich, wenn wir die Verschiedenheit der Richtung der auf eine ganze Erdhälfte wirkenden Anziehungskräfte gegen die verschiedenen Erdradien und die horizontale Componente derselben in Betracht ziehen, welcher keine 19 millionenfach größere Schwerkraft sich entgegensetzt. Der horizontalen Componente der Anziehung werden alle Wassertheilchen folgen können bis auf den Boden des Meeres, und es wird eine sehr geringe horizontale Bewegung dieser Art von allen Seiten sich derart summiren, daß das Wasser unter dem Monde merklich zum Anschwellen gebracht wird. Daraus folgt aber auch, daß sehr kleine Gewässer für sich keine Fluth haben können, weil die Verschiedenheit der Richtungen der anziehenden Kräfte von Sonne und Mond gegen den Zug der Schwere fehlt.

Windwellen. Während an der oscillatorischen Bewegung der Fluthwelle die ganze Wassermasse des Oceans bis zur größten Tiefe theilnimmt, ist die durch die Luftströmungen (Wind und Sturm) verursachte Wellenbewegung des Wassers nur eine verhältnißmäßig oberflächliche, die kaum tiefer reichen dürfte, als höchstens 60—100 Faden. Die Art der Bewegung der Wassertheilchen, so wie das Profil der Windwellen, die immer an der gegen den Wind gerichteten Seite steiler sind, zeigt Figur 80. Die Höhe und Länge der Wellen ist abhängig von der Tiefe und Ausdehnung der Wassermasse, auf welche die bewegte Luftmasse wirkt, so wie von der Intensität und Dauer dieser Einwirkung. Ueber die Höhe der Wellen bei heftigen Stürmen sind die Vorstellungen häufig sehr übertrieben. Auf offenem Meer erreichen die Wellen selbst bei sehr heftigen Stürmen selten mehr als 25 Fuß Höhe und die höchsten Wellen, die man am Cap der guten Hoffnung oder am Cap Horn unter dem Einfluß von schweren und andauernden West- und Nordwest-Stürmen beobachtet hat, waren 30—40 Fuß hoch, vom Wellenkamm bis zum tiefsten Punkt des Wellenthales gerechnet. Das Fortschreiten hoher Windwellen beträgt 20 bis 30 Fuß in der Secunde. Die Länge der Wellen (Distanz zwischen zwei Wasserbergen) auf offenem Meere erreicht oft 1000—2000 Fuß. Eine directe Folge der durch Winde erzeugten oscillatorischen Bewegung des Meerwassers ist die Brandung (Fig. 81), welche sich an allen offenen Meeresküsten mehr oder weniger heftig bemerkbar macht und durch welche hauptsächlich die mechanische Kraft des bewegten Meeres zur Wirkung kommt. Blöcke bis zu 800 Ctr. Gewicht können durch die Brandung bewegt werden. Unter den „Brechern", welche gegen die Küste anstürmen, bewegt sich jederzeit eine Unterströmung von der Küste gegen das Meer zurück.

Fig. 80.

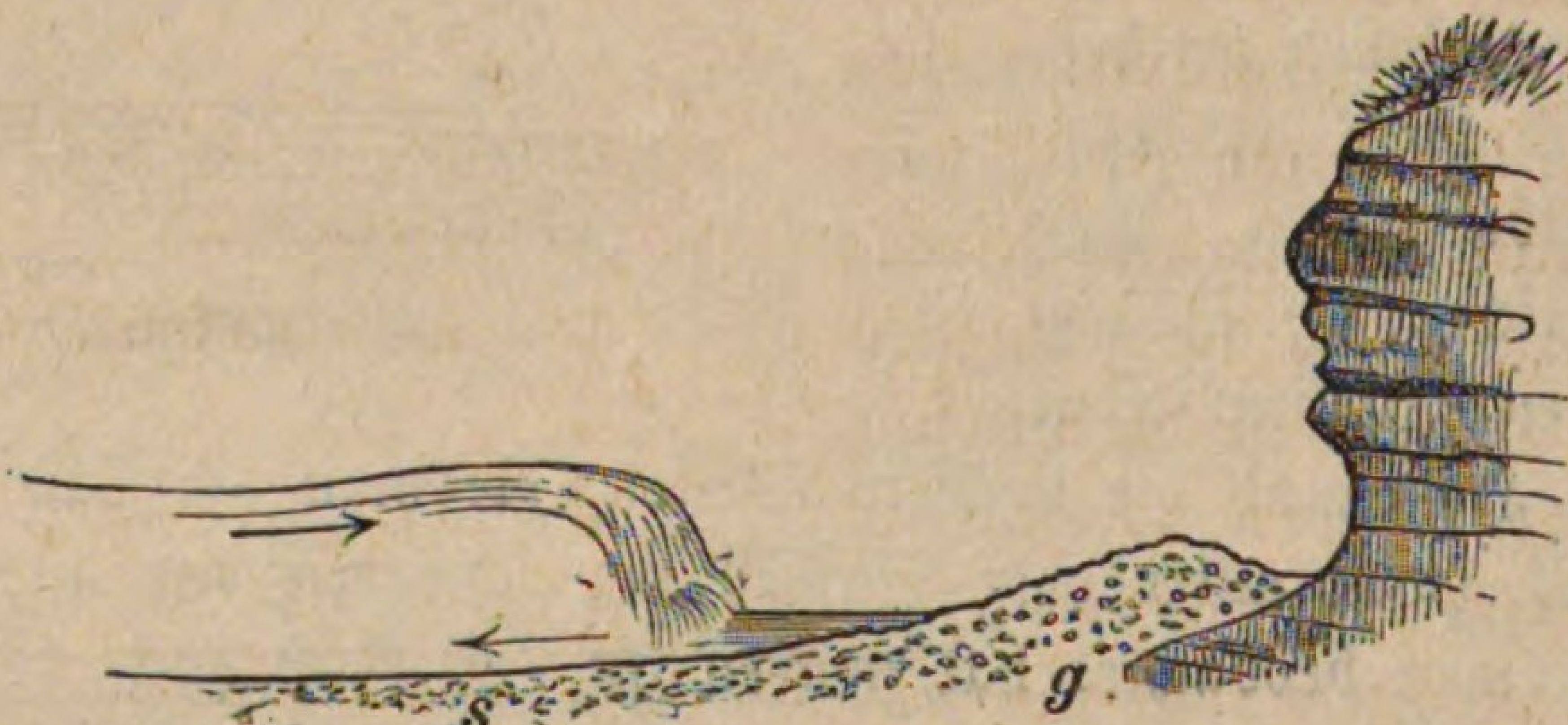


Windwellen.

Erdbebenfluthen. Auch heftige Erdstöße, welche Küstenregionen treffen, haben, wie wir schon oben (S. 54) erwähnt haben, Störungen im Gleichgewichtszustand des Meeres zur Folge. Die Störung äußert sich in der Regel zuerst in einer kurzen, raschen Emporhebung des Meeres an der Küste gleichzeitig oder unmittelbar nach dem Stoße. Dieser directen Wirkung des Stoßes folgen dann oscillatorische Wellen, die an der Küste in periodischem Rückzug des Meeres vom Ufer und darauf folgenden mit furchtbarer Gewalt hereinbrechenden Fluthwogen sich äußern, während sich die Schwingungen auf dem Meere mit außerordentlicher Geschwindigkeit in Form von concentrischen Wellenbergen und Wellenthälern nach allen Richtungen fortpflanzen und selbst an den entferntesten Meeresküsten sich durch periodische Ueberfluthungen und periodischen Rückzug des Meeres, die oft außerordentlich verheerend wirken, bemerkbar machen. Die großartigste und best beobachtete Erdbebenfluth ist diejenige, welche durch das verheerende Erdbeben an der Küste von Peru am 13. August 1868 verursacht wurde. Als der Mittelpunkt dieses Erdbebens

kann die Stadt Arica betrachtet werden. Von hier ging eine Erdbebenfluth aus, die sich vom 13. bis 16. August mit einer Geschwindigkeit von 200—400 Seemeilen in der Stunde (je nach der Tiefe des Meeres) über den ganzen pacifischen Ocean verbreitete und bis an die Küsten von Neu-Seeland, Australien und Japan fühlbar war, ihre größten Verheerungen aber auf den zahlreichen Inseln des pacifischen Oceans anrichtete. Bei dieser Erdbebenfluth ergab sich auch das interessante Resultat, daß die Geschwindigkeit der durch das Erdbeben erzeugten Fluthwellen genau dieselbe gewesen ist wie die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der lunaren Fluthwelle im stillen Ocean.

Fig. 81.



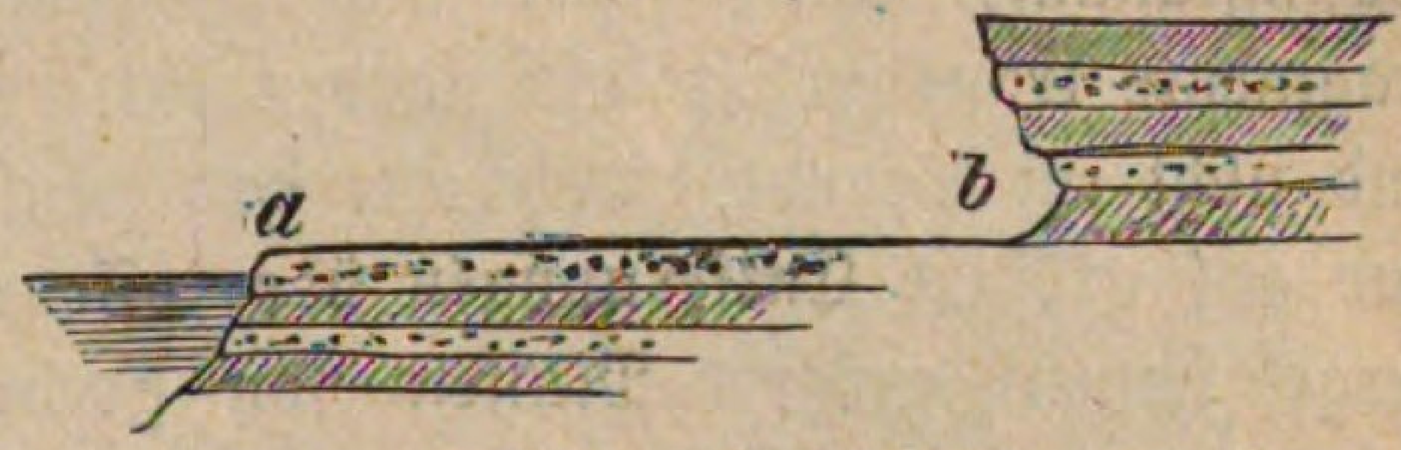
Brandung.
g Gerölle. s Sand.

Die mechanische Wirkung des Meeres durch seine Strömungen und seine Wellenbewegung äußert sich wie die der Flüsse in Erosion, Transportation und Ablagerung.

Die zerstörende und fortschaffende Wirkung des Meeres ist am größten an der Wetterseite der Inseln und Continente, an stark brandenden Küsten. Solche Küsten sind in den meisten Fällen Steilküsten, während diejenigen Küsten, an welchen Ablagerungen stattfinden, Flachküsten sind. Im Maaß der Zerstörung hängt viel von der Natur des Gesteins und von der Schichtenstellung ab. Eine starke Brandung vermag Blöcke von 100 Ctr. Gewicht und darüber in Bewegung zu setzen. Die härtesten Felsmassen werden durch dieselbe unterwaschen, größere und kleinere Stücke fallen ab, werden zu Geröllen abgeschliffen und zu Sand und Schlamm zerrieben. (Vgl. Fig. 81). Vorspringende Felsecken werden zu Nadeln, Zacken, Zähnen abgenagt, es entstehen Felssäulen, Obelisken, Felsthore, Höhlen. Aus Vorgebirgen werden Landzungen, aus Landzungen Inseln und auch diese verschwinden nach und nach, wie das immer kleiner und kleiner werdende Helgoland beweist. Beispiele für die zerstörende Wirkung des Meeres liefern namentlich auch die Westküsten von Irland, Schottland, und Norwegen mit ihren Scheeren und Klippen; diese Küsten erscheinen wie ausgefressen oder zersägt, die Schettland's-, Orkney-Inseln, Hebriden nur wie übrig gebliebene

Reste; aber auch an der östlichen und südlichen Küste der britischen Inseln nagt das Meer fortwährend, und man hat in historischer Zeit zahlreiche Beispiele, daß ganze Städte und Dörfer (wie die Städte Auburn, Hartburn, Hyde u. s. w. an der Küste von Yorkshire) verschwunden sind. Ohne Zweifel ist auch der Canal durch allmählige Erosion entstanden. Dagegen wascht das Meer keine engen Thäler oder Canäle in das Land hinein aus, etwa wie die Fjorde an der Küste von Norwegen. Die Fjorde, über deren Bildung die verschiedensten Ansichten herrschen, fassen wir als Flußthäler auf, die entstanden sind, wie jedes andere Thal auf dem Festland, jedoch in Folge von Senkungen des Festlandes oder Niveauschwankungen des Oceans vom Meere überfluthet sind.

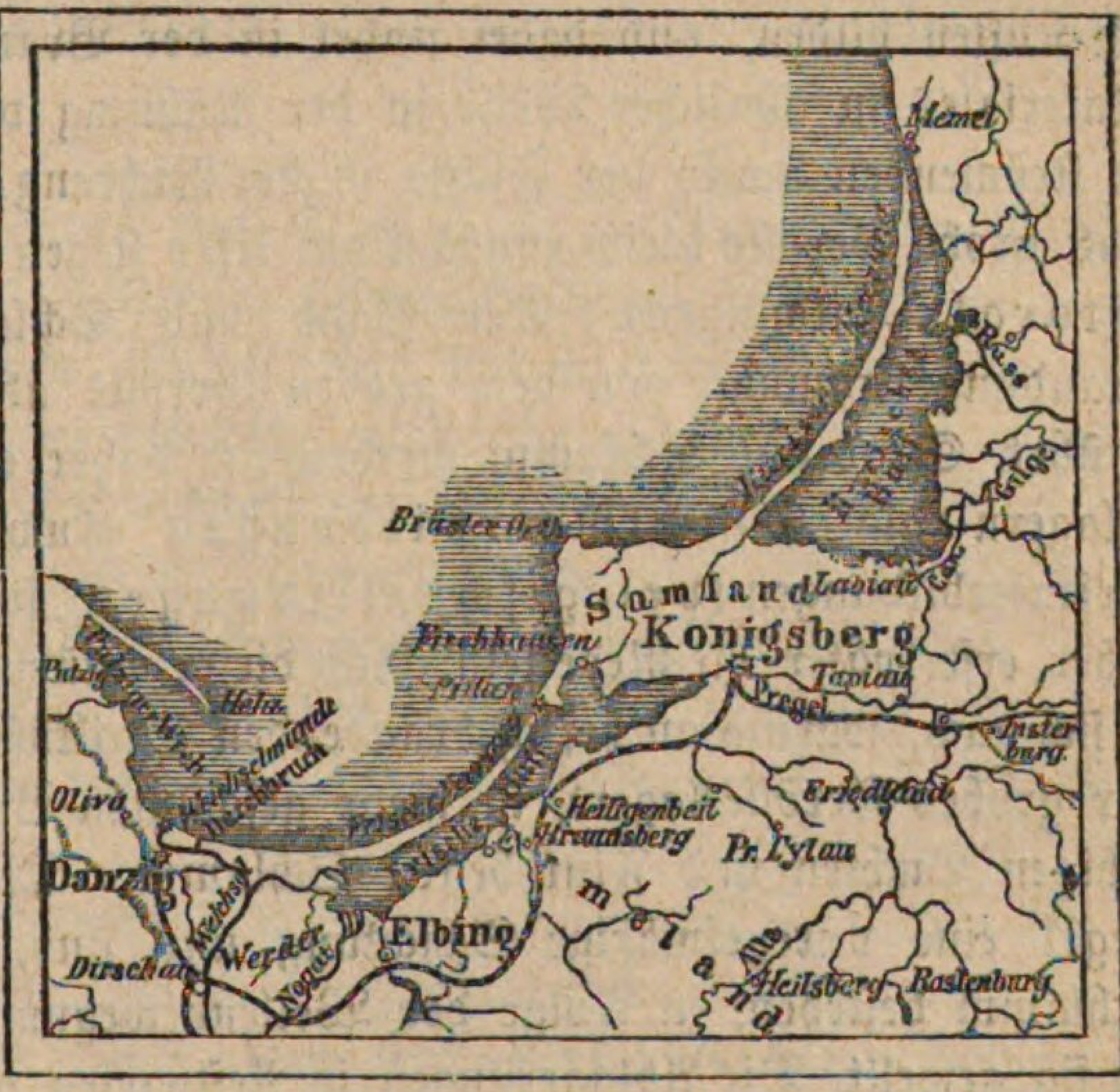
Fig. 82.



a—b Küstenplattform.

Die zerstörende Wirkung der Brandungswogen wirkt an Meeresküsten, welche einer regelmäßigen Ebbe und Fluth ausgesetzt sind, am kräftigsten in dem Niveau über der halben Fluthhöhe, am geringsten bei Niedrigwasser. Dadurch ist die Bildung von Küstenplattformen (Fig. 82, a—b) oder Küstenterrassen bedingt, wie sie an offenen Steilküsten, z. B. an der Ostküste von Australien so charakteristisch vorkommen.

Fig. 83.



Frische und kurische Nehrung, frisches und kurisches Haff.

Aestuarien oder Fluthbecken und negative Deltas. An Meeresküsten mit Ebbe und Fluth wird vor Flußmündungen durch jede Fluth das Flußwasser zurückgestaut und entleert sich bei der Ebbe gleichzeitig mit dem in das Flußbett gedrängten Meerwasser. Die Ablagerungen können daher nicht mehr ungestört vor sich gehen, wie in Meeren ohne Gezeiten. Das Meer dringt ein, und bildet negative Deltas oder offene Aestuarien, vor welchen sich unregelmäßige Sand- und Schlammbänke aufhäufen, sog. fliegende Bänke, welche, da sie sich in ihrer Lage fortwährend verändern, der Schifffahrt gefährlich werden. Solche Verhältnisse herrschen an den Mündungen der Themse, der Elbe, der Weser, der Gironde u. s. w. Kommt dazu Brandung und Strömung, so bilden sich seewärts vor den Flußmündungen aus Dünensand und Flußschlamm schmale Landzungen, welche die

offenen Aestuarien zu geschlossenen Fluthbecken umgestalten, in welche oft nur ein schmaler Eingang führt. An der Küste der Ostsee nennt man diese schmalen Landzungen und Dämme vor den Flußmündungen „Nehrungen", und die mehr oder weniger ausgedehnten Wasserbecken, die sie einschließen, „Haffe", z. B. vor der Weichsel das frische Haff und die frische Nehrung, vor der Memel das kurische Haff und die kurische Nehrung, vor der Oder das „Haff" und die Inseln Usedom und Wollin.

Reproducirende Wirkung des Meeres, Transportation und Ablagerung. Was das Meer vom Lande wegnimmt, muß es irgendwo wieder absetzen. Durch Meeresströmungen können wohl schwimmende Körper, wie Bimsstein, Baumstämme, Wurzelstöcke und in denselben allerdings auch einzelne Gesteinsfragmente transportirt und an den entferntesten Küsten abgelagert werden; allein sie sind nicht im Stande, auch nur das feinste Gesteinsmaterial suspendirt zu erhalten und auf größere Entfernungen über offene Meere zu transportiren. Nur durch Eisberge können größere Massen von grobem und feinem Gesteinsmaterial weiter geführt und beim Abschmelzen derselben abgelagert werden. Auf der hohen See finden daher keine Ablagerungen von klastischem Gesteinsmateriale statt, sondern nur solche, welche durch Vermittlung des Thier- und Pflanzenlebens vor sich gehen.

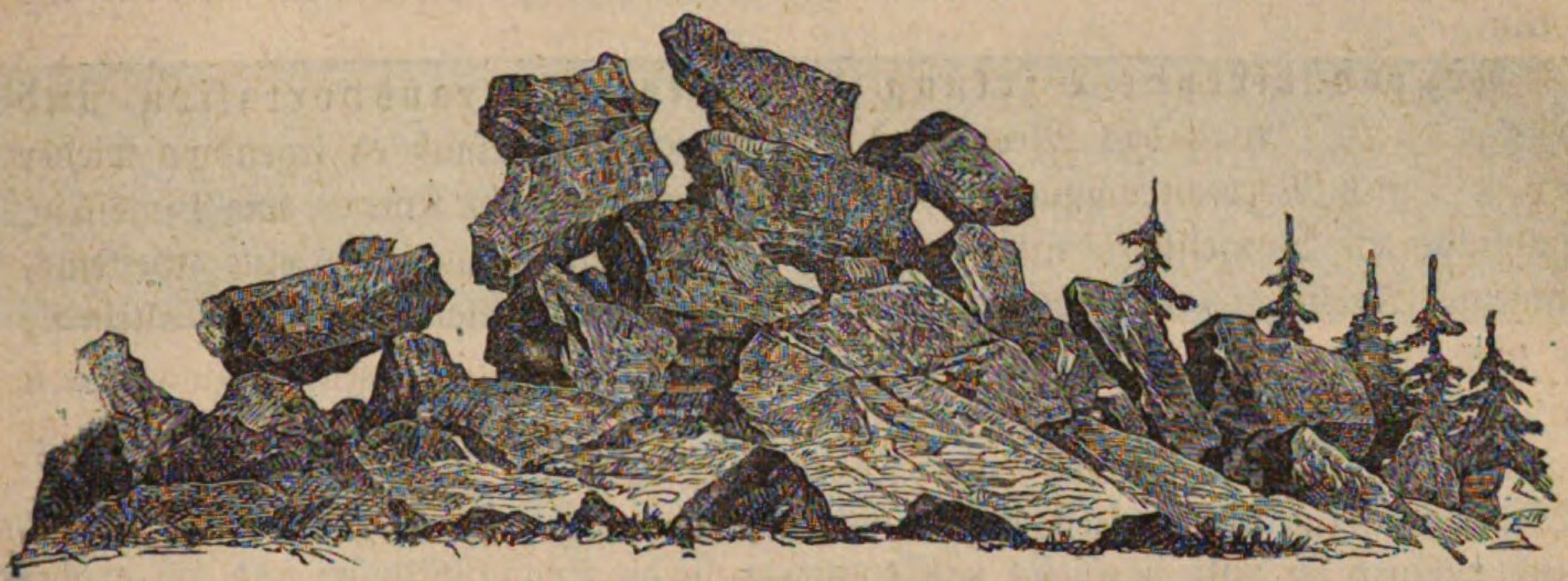
Marine Sedimente klastischer Natur können sich nur in der Nähe der Küsten bilden, und dabei findet in der Brandung eine natürliche Sichtung des Materiales in ähnlicher Weise in der Richtung vom Ufer nach der Tiefsee statt, wie im strömenden Laufe der Flüsse in der Richtung vom Ursprung nach der Mündung. Das grobe Gerölle bleibt zunächst am Ufer liegen als Strand- oder Uferbildung (litorale Bildungen). Der Sand und Schlamm wird durch die rücklaufende Brandungsströmung von dem groben Gerölle abgeschlemmt und weiter ins Meer geführt. Sand und Schlamm werden sich daher entfernter vom Ufer im Seichtwasser ablagern als Seichtmeerbildungen (subpelagische Bildungen). Die Tiefmeerbildungen (pelagische Bildungen) sind zoogener Natur; von diesen wird daher erst später die Rede sein. Aus dieser natürlichen Sichtung des Materials erklärt es sich auch, warum an heftig brandenden Steilküsten und an vorspringenden Felsecken nur grobes Gerölle lagert, in mehr geschützten Buchten Sand, in ganz abgeschlossenen ruhigen Buchten und Fluthbecken Schlamm. Die Strandbildungen zeigen in der Regel eine unregelmäßige Schichtung und sind, wo sie aus feinerem Sand oder Schlamm bestehen, in Folge der Wellenbewegung des Wassers an der Oberfläche häufig gewellt. Die Ablagerungen in Aestuarien oder Fluthbecken sind wie diejenigen der Deltas fluviomarine Bildungen oder Brackwasserbildungen.

C. Gefrierendes und gefrorenes Wasser: Schnee, Eis, Gletscher.

Gefrierendes Wasser. Das Wasser dehnt sich beim Gefrieren aus (Eis hat eine Dichtigkeit von 0,918) und übt in Folge dessen, wenn es auf Gesteinsklüften gefriert, eine zersprengende Gewalt aus, die sehr wesentlich zur Zertrümmerung der

Felsen beiträgt. Daher die Bildung des massenhaften Gebirgsschuttes und des vielen Blockwerks in kälteren Klimaten, während in tropischen Gegenden mehr eine tief

Fig. 84.



Blockbildung.

gehende erdige Zersetzung, wesentlich als Folge der chemischen Einwirkung des Wassers eintritt.

Eis. Es gibt verschiedene Arten von Eis. Das Süßwassereis der Flüsse und Süßwassersee'n ist aus hexagonalen Nadeln zusammengesetzt, deren Hauptaxen senkrecht auf der Wasseroberfläche stehen. Die Nadeln sind so fein und dicht aneinander gefügt, daß bei größerer Kälte das Eis dicht, glasartig und vollkommen durchsichtig mit grünlicher Farbe erscheint. Beim Aufthauen wird es trübe, undurchsichtig und die stänglige oder fasrige Structur tritt hervor. In Strömen und Flüssen mit kiesigem Boden bildet sich außer dem Oberflächeneis häufig sog. Grundeis, ein schwammiges Wassereis, das, wenn es sich vom Boden ablöst, eingefrorene Gesteine mithebt und oft weit bis in Gegenden transportirt, in welche sie durch das Wasser allein nie gebracht werden könnten.

In feuchten Höhlen, oder in lockerem Steingerölle findet durch vermehrte Verdunstung in Folge des Luftzuges oft eine solche Temperatur-Erniedrigung statt, daß sich selbst im Sommer Eis bildet, und zwar stalaktisches Eis. Beispiele liefern die Eishöhlen am Untersberg bei Salzburg, die Skerisora genannte Höhle am siebenbürgischen Abhang des Bihar-Gebirges nordwestlich von Topanfalu in Ungarn u. a.

Das Meerwasser von normaler Zusammensetzung hat seine größte Dichtigkeit bei — $3._{55}$ C. und gefriert auch bei einer viel niedrigeren Temperatur als Süßwasser, nämlich erst bei — $2._{0}$ C. zu Meereis; dabei werden die im Meerwasser aufgelösten Salze ausgeschieden oder bleiben in Salzwasserblasen eingeschlossen. Das aus dem aufgethauten Meereis erhaltene Wasser ist deshalb trinkbar.

Der Schnee besteht aus feinen Eiskryställchen in der Form von niedlichen hexagonalen Täfelchen oder feinen Nadeln, welche während ihres Herabfallens durch fortwährende Condensation von Wasserdämpfen und durch Zwillings- und Drillings-

Fig. 85.



Schneekrystalle.

Bildung zu zierlichen sechsstrahligen Sternchen (Fig. 85) sich ausbilden. Je trockener und ruhiger die Luft ist, desto vollkommener ist die Krystallbildung und bei größerer Kälte (— 6 bis — 12° C.) fallen die Krystalle oder die Krystall-Combinationen einzeln, bei höherer Temperatur zu Schneeflocken vereinigt. Aus dem Schnee entsteht das Schneeeis oder der Firn und das Gletschereis.

Die Gletscher und ihre Erscheinungen. Je höher wir an den Bergen hinaufsteigen, desto kälter wird es, so daß in einer gewissen Höhe über der Meeresfläche selbst unter den Tropen der Niederschlag in fester Form als Schnee fällt und in allen Gebirgen sich eine je nach der Breite und den klimatischen Verhältnissen verschieden hoch liegende Schneegrenze oder Schneelinie feststellen läßt, oberhalb welcher zwar keineswegs der ganze Boden jahraus jahrein mit Schnee bedeckt ist, aber oberhalb welcher der Niederschlag in fester Form als Schnee fällt und als solcher niemals ganz verschwindet.

Der Schnee bleibt in den Alpen, in den höchsten Regionen über 12,000 Fuß in Folge der Kälte und der großen Trockenheit der Luft fast unverändert und müßte in's Unendliche wachsen, wenn die Massen nicht nach unten drücken und dadurch ihre ursprüngliche Lagerstätte verlassen würden. Tyndall hat berechnet, daß seit Beginn der christlichen Zeitrechnung in den Alpen 5580 Fuß Schnee gefallen sind, um so viel oder nicht viel weniger hätten also die Alpen in dieser Zeit erhöht werden müssen, wenn nicht eine mit der Anhäufung ziemlich gleichen Schritt haltende Abnahme stattfinden würde.

Firn. Durch die Einwirkung der Sonnenwärme und warmer Winde schmilzt der Hochschnee in den Regionen unter 12,000 Fuß an der Oberfläche theilweise, das Wasser aber sickert in die tieferen Lagen ein, wo es noch kälteren Schnee antrifft und wieder gefriert. Durch dieses theilweise Abschmelzen und Wiedergefrieren erhält der Hochschnee die Form runder Körner, die aneinander haften und eine mehr oder weniger zusammenhängende Masse bilden, welche man als Firn bezeichnet (von „Fern"

d. h. vorjährig, also so viel als vorjähriger Schnee). Die vom Firn bedeckten Flächen und Mulden im Hochgebirge nennt man **Firnfelder** oder **Firnmeere**.

Gletschereis. Der gekörnte Firnschnee folgt, ebenso wie der Hochschnee, dem Gesetz der Schwere und drängt nach der Tiefe. An steilen Abhängen verlassen die Schneemassen, dem Drucke folgend, oft plötzlich ihren ursprünglichen Lagerungsort und stürzen als **Lawinen** (Schneestürze) mit verheerender Gewalt in die tieferen Regionen. Bei geringerer Neigung der Abhänge sammelt sich der Firn allmählig in den ausgedehnten Mulden oder oberen kesselförmigen Anfängen der Thäler des Hochgebirges und drängt mit concentrischer Massenbewegung langsam abwärts in die Thalrinnen. Je weiter der Firn in wärmere Regionen hinabrückt, desto intensiver wirken die Wärmefactoren auf ihn ein, und unter einem ununterbrochenen Aufthauungs- und Wiedergefrierungs-Proceß, bei gleichzeitiger Einwirkung von Druck, wird der Firn allmählig in noch compacteres Eis, in **Gletschereis** verwandelt, und es bildet sich als Abfluß der Firnmulden ein **Eisstrom**. Solche ganze Complexe von Schnee, Firn und Eis bezeichnet man als Eismeere oder als **Gletscher** im Allgemeinen (lat. glacies, franz. glacier und daraus das deutsche Wort, in Tirol „Ferner" von Firn, in Salzburg und Kärnten d. h. in der Tauernkette „Kees"), während der Gletscher im engeren Sinne oder der Gletscherstrom nur der Eisstrom ist, in welchem der Hochschnee und der Firn seinen natürlichen Abfluß findet, und welcher, einer riesigen Eiszapfen-

Fig. 86.



Ideale Gletscherlandschaft nach F. Simony.

bildung vergleichbar, in die Hochgebirgsthäler herabhängt, unten allmählig abschmelzend, aber von oben sich immer wieder von neuem bildend. Man unterscheidet diejenigen Gletscherströme, welche sich langgestreckt und aus festem Eis bestehend in Haupt-Thäler tief hinabziehen, als Gletscher erster Ordnung oder primäre Gletscher von den weniger ausgedehnten, in kurzen hochgelegenen Mulden und Thalrinnen oder auf steileren Felsabhängen liegenden, gewöhnlich nur aus mehr lockerem Eis bestehenden Gletschern der zweiten Ordnung oder secundären Gletschern, welche kein Hauptthal erreichen, und von den noch kleineren Hoch- oder Jochgletschern, welche von den höchsten Jochen niederhängen, ohne tief unter die Schneelinie zu reichen, und welche nur Spuren von Eisbildung zeigen.

In Bezug auf die geographische Verbreitung hat man Hochgebirgsgletscher und Polargletscher unterschieden, wiewohl diese Unterscheidung nicht strenge durchführbar ist, indem viele Polargletscher, wie diejenigen von Grönland, auch zugleich Hochgebirgsgletscher sind.

Gletscherphänomene. Die größeren Gletscher füllen die von den Firnfeldern nach abwärts ziehenden Thäler in ihrer ganzen Breite und bis zu ziemlicher Höhe aus. Sie verhalten sich in mancher Beziehung wie ein Strom; sie bewegen sich unmerklich fließend und würden immer weiter in die Thäler herabsteigen, wenn nicht das Abschmelzen am unteren Ende dem Vorrücken eine Grenze setzte. Sie folgen allen Krümmungen und Windungen des Thales; verengt sich dieses, so schwillt die Masse an und drängt sich hindurch; erweitert es sich, so breitet sie sich in dem größeren Raume aus. Häufig stoßen zwei Thäler zusammen, deren Gletscher sich dann zu einem gemeinsamen Hauptstrom vereinigen, der das gemeinsame Thal füllt.

Die Oberfläche der Eisströme ist nur da ziemlich eben und zusammenhängend, wo die Neigung der Thalsohle constant ist; tritt aber eine Veränderung des Gefälles ein, so entstehen, da das Eis nicht im allergeringsten Maaße nachgiebig gegen Dehnung ist, sondern unter dem Einfluße einer solchen stets auseinander reißt, tiefe weite Spalten und zwar Querspalten. Wo eine Veränderung in der Breite des Gletscherbettes, insbesondere eine Erweiterung, eintritt, entstehen Längsspalten.

Fig. 87.



Gletscherspalten.
a Querspalten. b Längsspalten.

Solche Gletscherspalten, oft 15—20 Fuß breit, und bis 500 Fuß lang und stets veränderlich, sind bei Gletscherwanderungen das größte und gefährlichste Hinderniß. Plötzliche steilere Thalabsätze veranlassen eine chaotische Zerklüftung der ganzen Masse, eine Zersprengung in einzelne Blöcke, die dann zu Eisnadeln und Eispyramiden

abschmelzen. Von weitem sieht eine solche Stelle wie ein wilder gefrorener Wasserfall aus und wird deshalb auch Cascade, Eisfall genannt.

In Folge der fortdauernden oberflächlichen Abschmelzung und Verdunstung des Eises wird die Gletschermasse verringert oder abgetragen (Ablation des Gletschers). Das Schmelzwasser rieselt sowohl über die Oberfläche wie durch die Spalten und auf tunnelartigen Wegen unter dem Eise, es bildet unzählige große und kleine Wasseradern, die am unteren Ende des Gletschers — wegen seiner Gestaltung das Zungenende genannt — zu einem Bache, dem Gletscherbach, vereinigt, in der Regel durch ein hohes, gewölbtes und meist prachtvoll blaues Eisthor, das Gletscherthor genannt, hervorbrechen (s. Fig. 86). Das Wasser des Gletscherbaches ist anfangs trübe, indem es eine große Menge von feinem Sand und Schlamm enthält, den es jedoch bald als Gletscherschlamm oder Till, oder auch als Gletscherkreide absetzt; dann wird es klar und nimmt eine bläuliche oder grünliche Färbung an; seine Temperatur beträgt beim Ausfluß aus dem Gletscherthor nur wenig über 0° die Temperatur des Gletschers hält sich, so lange er während des Sommers im Schmelzen begriffen ist, in allen seinen Theilen, an der Oberfläche wie im Innern, wie in jedem Gemische von Eis und Wasser, auf dem Gefrierpunkt 0°.

Häufig wechseln im Gletschereis weiße undurchsichtige Schichten mit bläulich gefärbten durchsichtigen ab. Solch gebändertes Eis entsteht nach Tyndall wahrscheinlich dadurch, daß bei Eiscascaden Schnee zwischen die Blöcke hineinfällt, und diese Mischung von Schnee und klarem Eis im weiteren Verlaufe des Gletschers zusammengepreßt und durch die Bewegung der Masse allmählig gestreckt wird. Das compacte Gletschereis zeigt auf Spalten die vollkommenste Klarheit und erscheint grün oder blau; dasselbe besteht jedoch nicht wie gewöhnliches krystallinisches Wassereis aus einer krystallisirten Masse, sondern es ist ein Agglomerat von einzelnen unregelmäßig polyedrischen Stücken, den sog. Gletscherkörnern, die in normalem Zustande so fest aneinander schließen und sich auf allen Seiten so innig berühren, daß ihre Grenzen nicht wahrgenommen werden. Erst beim Abschmelzen tritt die körnige Aggregation zu Tage; die einzelnen Gletscherkörner erreichen die Größe von Taubeneiern.

Auf der Oberfläche der Gletscher pflegt eine große Menge von Steinschutt und Steinblöcken zu liegen, wie solche von den Thalwänden der umgebenden Gebirge auf den Gletscher herabstürzen. Da dieser jedoch allmählig vorrückt, so sammeln sich jene nicht zu einer Schutthalde an, sondern indem immer neue Randpunkte des abwärts drängenden Eisstromes an den bröckelnden Felsgehängen vorüber geführt und die Schuttmassen auf dem Rücken des Gletschers thalabwärts getragen werden, so bilden sie einen mehr oder weniger fortlaufenden Gesteinswall an der Seite des Gletschers, welcher von der Ursprungsstelle bis zum unteren Ende des Gletschers verfolgt werden kann, und um so höher sein wird, von je mehr Punkten er Zufluß erhalten hat. Im Wallis nennt man diese oft stundenlangen Schuttwälle Moränen, im Berner Oberland Gandecken und Gufer, im Kanton Glarus Firnstöß.

Es bilden sich diese Moränen zunächst an beiden Seiten des Gletschers als Seitenmoränen. Die meisten Gletscher tragen jedoch auch Mittelmoränen, welche in der Mitte des Gletschers seiner ganzen Länge nach bald nur eine Reihe von einzelnen Felsblöcken, bald aber eine dichte Trümmerlinie bilden, und allen Biegungen und Windungen des Gletschers folgen. Solche Mittelmoränen entstehen durch das Zusammenstoßen von mehreren Gletschern (Fig. 88). Wo zwei aus getrennten Thalmulden hervortretende Gletscher sich vereinigen, wird aus den zwei aneinander liegenden Seitenmoränen eine Mittelmoräne werden und es wird daher jeder Gletscher in der Regel so viele Guferlinien bekommen, als seitliche Gletscherarme sich mit ihm verbinden. Uebrigens bestehen die Moränen nicht in ihrer ganzen Höhe, welche bei großen Gletschern oft 20—40 Fuß über die angrenzende freie Fläche des Eises beträgt, aus Schutt; dieser bildet vielmehr nur eine verhältnißmäßig dünne Decke, eben mächtig genug, um das unterliegende Eis gegen die Sonnenwärme zu schützen, welche die freiliegenden Theile des Gletschers durch Abschmelzen stetig erniedrigt, während die bedeckten Partien, gegen diese Einwirkung geschützt, nach und nach erhöht hervortreten. Eine ähnliche schützende Wirkung haben auch einzelne größere Gesteinsblöcke derart, daß solche Blöcke nicht selten auf einer mehrere Fuß hohen Eissäule ruhend erscheinen, und einen sog. Gletschertisch bilden, bis der Block endlich durch die seitlich wirkende Wärme zu Fall gebracht wird. Kleinere Steine absorbiren dagegen mehr Wärme als das umgebende Eis, sie schmelzen in Folge dessen ein trichterförmiges Loch in das Eis, und sinken ein. Aus der Ablation erklärt sich auch, daß früher im Eis verborgene Gesteinstrümmer allmählig zu Tage treten, oder daß fremde Körper scheinbar aus dem Eise ausgestoßen werden; dadurch entstehen die sog. Schmutzbänder, wie sie z. B. auf dem Glacier du Géant am Montblanc vorkommen.

Fig. 88.



Gletschermoränen.
s Seitenmoränen.
m Mittelmoränen.
e Endmoräne.

Fig. 89.



Durchschnitt einer Gletschermoräne.

Fig. 90.



Gletschertisch.

Fig. 91.



Schmutzbänder auf Gletschern.

In den unteren Theilen des Gletschers breiten sich die Schuttmassen der Moränen allmählig über den ganzen Gletscher aus; beim Abschmelzen des Gletschers am Zungenende fallen sie zu Boden und bilden so die Stirn- oder Endmoräne, welche meist in einem thalabwärts convexen halbmondförmigen

Bogen die schmelzende Eismasse umgibt. In dieser Endmoräne finden sich daher fast alle Felsarten und Mineralspecies des ganzen Gletschergebietes vereinigt. Es ist klar, daß auf diese Weise selbst hausgroße Felsblöcke auf dem Rücken der Gletscher thalabwärts transportirt werden können, und daß diese Felsblöcke, wenn sie während des Transportes nicht mit anderen Schuttmassen in Berührung kommen, wenig Veränderungen erleiden, daher mit scharfen Ecken und Kanten am Zungenende ankommen können. Auch haben diese Moränenablagerungen die weitere Eigenthümlichkeit, daß Felsstücke aller Formen und Größen, eckig und abgerundet, mit Sand, Erde und Schlamm vermischt, also ungesichtet regellos durcheinanderliegen.

Ein Theil des Steinmaterials, das der Gletscher transportirt, gelangt aber durch die Gletscherspalten und an den Seiten ins Innere und auf den Grund des Gletschers; dieser Theil bildet die Grundmoräne. Ihr Material wird fortgeschoben und durch die Reibung, die es erleidet, verkleinert, zermalmt, gerundet und polirt; so entstehen polirte und geritzte Gletschergeschiebe. Aber auch das Gletscherbett wird geglättet und durch die in das Eis eingefrorenen Steine geritzt, ebenso die Felswände, welche die Seiten des Gletschers einfassen, namentlich an Stellen, wo das Gletscherbett verengt und die Eismasse in Folge großer Neigung in starker Bewegung ist. Man nennt solche polirte, durch Gletscherschliff abgerundete, mit scharfen geraden Ritzen versehene Felsflächen und Felshöcker Rundhöcker. Gletscherschliffe und Rundhöcker gehören daher nebst Moränen-Ablagerungen zu den am meisten charakteristischen Gletscherphänomenen.

Unter allen Gletscherphänomenen hat aber keines die Naturforscher mehr beschäftigt und vielfachere Deutungen erfahren, als die Art der Bewegung der Gletscher. Daß das Eis der Gletscher sich in der That vorwärts bewegt, ähnlich dem Wasser, nur langsamer, davon kann man sich auf die verschiedenartigste Weise überzeugen. Es geht dies schon aus der Thatsache hervor, daß, trotz des fortwährenden Abschmelzens am Zungenende und an der Oberfläche, die Gletscher bis auf kleinere durch die Jahrestemperatur und die verschiedene Menge der atmosphärischen Niederschläge in verschiedenen Jahren bedingte Schwankungen in der Breite und Länge (Oscillationen) in ihrer Hauptmasse fortwährend erhalten bleiben; aber man kann die Bewegung auch unmittelbar beobachten an einzelnen Steinblöcken der Moränen, die man als Merkzeichen benützt und langsam thalabwärts wandern sieht. Durch genauere Beobachtung fand man, daß die Bewegung bei raschem Vorschreiten der Gletscher 400—600 F. im Jahre betragen könne. Der schottische Naturforscher Forbes stellte auf dem Mer de Glace am Montblanc zuerst nähere Untersuchungen über die Art dieser Bewegung an, deren Resultate später von Anderen bestätigt wurden. Es ergaben sich folgende Gesetze: 1. die abwärts gehende Bewegung ist beständig, im Winter so gut wie im Sommer, nie ruckweise; 2. sie ist bei warmem Wetter (also im Sommer) stärker, als bei kaltem und wird durch Regen und Schneeschmelzen beschleunigt; 3. die Oberfläche eines Gletschers bewegt sich schneller, als der Boden, die Mitte desselben schneller als seine Seiten; 4. die Bewegung ist auf stark geneigtem Boden schneller, als auf weniger geneigtem.

Die Erklärung dieser Bewegungserscheinungen wurde auf verschiedene Weise versucht. Eine der ersten Ansichten darüber war die, daß das in die Spalten dringende Wasser gefriere, und durch seine Ausdehnung die Gletschermasse vorwärts schiebe (Scheuchzer's Dilatationstheorie 1723 aufgestellt, von Charpentier und Agassiz erneuert). Eine zweite Theorie (Saussure's Gravitations- oder Rutschtheorie) erklärte die Bewegung der Gletscher als ein Rutschen der auf geneigter Fläche liegenden Eismasse in Folge der Schwere; zu richtigeren Ansichten führten erst die oben erwähnten genauen Untersuchungen von Forbes über die Art der Bewegung, die ergaben, daß das Eis eines Gletschers fließe, wie eine Masse zähflüssiger Substanz. Die Möglichkeit dieses Fließens hat Tyndall erwiesen, indem er darauf aufmerksam machte, daß bei der Bewegung des Gletschers ein fortwährendes Verschieben, ein Zerbrechen und Wiederfrieren (Regelation) der Eistheile stattfinde. Er zeigte durch Experimente, daß feuchte Eisflächen unter Druck sehr leicht zusammenfrieren. Er bog auf diese Weise eine Eisstange zu einem Ring und drückte einen Eiscylinder unter einer hydraulischen Presse zu einer Eisplatte, die radial laufende Spalten und Risse zeigte, zusammen.

Diese Regelation erklären die Physiker in folgender Weise. Eis und Wasser können nur bekanntlich nur bei der Temperatur von 0° neben einander bestehen, die Gletschermasse muß daher überall im Innern die Temperatur des Gefrierpunktes haben. Aber W. Thomson und Clausius haben bewiesen, daß die Temperatur des Gefrierpunktes des Wassers durch starken Druck verändert werde, und zwar für den Druck je einer Atmosphäre um $^1/_{144}$ eines Reaumur'schen Grades sinke. Ebenso wird ein Gemisch von Wasser und Eis unter Einwirkung des Druckes kälter. Wenn dieß der Fall ist, ohne daß dem Gemisch dabei Wärme entzogen wird, so kann es nur geschehen, indem ein Theil der vorher freien Wärme latent wird, d. h. indem etwas Eis in dem Gemische schmilzt und zu Wasser wird. Dadurch aber wird, da das gefrorene Wasser ein größeres Volumen eingenommen hat, das Volumen der Masse sich etwas verringern und die Masse kann dem Drucke mehr nachgeben. So sind die Verhältnisse, wenn Wasser und Eis in einem festen Gefäße, aus dem nichts entweichen kann, dem Drucke ausgesetzt werden.

Etwas anders gestaltet sich die Sache bei den Gletschern, wo das zwischen dem zusammengepreßten Eise befindliche Wasser auf Spalten entweichen kann. Dann wird zwar das Eis gepreßt, aber nicht das Wasser, welches ausweicht. Das gepreßte Eis wird dann kälter, entsprechend dem Druck, aber die Temperatur des Wassers, welches nicht zusammengepreßt wird, wird nicht erniedrigt. So haben wir unter diesen Umständen Eis kälter als 0° in Berührung mit Wasser von der Temperatur von 0°. Die Folge davon wird sein, daß fortdauernd rings um das Eis Wasser gefriert und neues Eis sich bildet, während dafür ein Theil des gepreßten Eises fortschmilzt. So werden zwei Eisstücke unter Druck durch das an ihrer Berührungsfläche gefrierende Wasser fest miteinander vereinigt werden. Das ist die Erklärung für das von Faraday zuerst entdeckte und von Tyndall auf die Gletscher angewandte Phänomen der Regelation des Eises, wie sie Helmholtz gegeben hat. Und diese Eigenschaft des

schmelzenden Eises ist es, welche Knaben ausbeuten, wenn sie Schneeballen und Schneemänner machen, was bekanntlich am besten gelingt, wenn der Schnee schon im Schmelzen begriffen ist, also die Temperatur 0° hat oder wenigstens nur so wenig kälter als 0° ist, daß er durch die Wärme der Hand leicht bis zu der genannten Temperatur erwärmt werden kann. Sehr kalter Schnee ist ein trockenes loses Pulver und haftet nicht zusammen. Was also Kinder, welche Schneebälle machen, im Kleinen thun, das geht im allergrößten Maaßstabe in den Gletschern vor sich.

Hochgebirgsgletscher. In den Alpen sind über 60 deutsche □Meilen mit Schnee und Firn bedeckt, und man schätzt die Zahl der Gletscher über 2000, von welchen etwa 200 der ersten Ordnung angehören. In der Schweiz sind es die Gebirgsstöcke des Montblanc, Monte Rosa und der Bernina, sowie die nördlich vorliegenden Berner Alpen mit der Jungfrau und dem Finster-Aarhorn, in welchen die größten Gletscher der Alpen vorkommen: das Eismeer (Mer de Glace), der Gornergletscher, der Aletschgletscher, Grindelwaldgletscher, Rhonegletscher, Mortiratschgletscher u. s. w.

In der Ortlergruppe, den Tiroler und Salzburger Alpen sind beiläufig 30 □Meilen von beständigem Schnee und Eis bedeckt. Die Gletschergebiete gehören fast ausschließlich der centralen, aus Urgebirgsgesteinen bestehenden Zone an, welche durch ihre ausgedehnten, in die Schneeregion aufragenden Bergmassen, ihre weiten muldenförmigen Hochthäler und ihre flachgeneigten Gehänge die Gletscherbildung besonders begünstigt, während die vorgelagerten Kalkzonen wegen ihrer zerklüfteten steilwandigen Massen ausgedehntere Schneesammlungen nicht gestatten. Auf diese entfallen daher nur 20 meist sehr kleine Ferner, welche einen Flächenraum von nur $0._7$ □Meilen bedecken. Das ausgedehnteste Gletschergebiet der österreichischen Alpen ist das der Oetzthaler und Stubay-Gruppe, in welchen beinahe 100 Gipfel über 10,000' Höhe erreichen. $10._5$ □Meilen sind hier mit beständigem Schnee und mit Eis bedeckt (der siebente Theil des ganzen Flächenraumes), und man zählt 19 primäre und 280 secundäre, also im Ganzen 299 Gletscher. Davon sind besonders erwähnenswerth: der Gepaatschferner 35,750 W. F. lang und eine Fläche von $0._4$ □Meilen bedeckend, der längste Gletscher des Kaiserstaates; südlich davon der 29,000' lange im Rofnerthal endende Hintereisferner, und in einem Seitenthale des Rofnerthales der durch seine bedeutenden Oscillationen berühmte und berüchtigte Vernagtferner. Dieser rückt zeitweise bis in das Rofnerthal vor, baut dort einen 300—500' mächtigen und 2000—4000' breiten Eisdamm auf, welcher den Abflußwässern des Hintereis- und des Hochjochferners den Weg versperrt, und so die Bildung eines tiefen $^1/_4$—$^1/_2$ Stunde langen See's bewirkt, der, wenn nicht außerordentliche Hilfsmaßregeln umfassend und rechtzeitig in's Mittel treten, zu einer großen Gefahr für die Bewohner thalabwärts wird. Südöstlich vom Vernagtferner liegt der Gurgler oder große Oetzthaler Ferner (31,600' lang), der durch sein stetes Vorrücken merkwürdig ist. Sein Zungenende liegt 6764' hoch und veranlaßte auf ähnliche Weise wie beim Vernagt-Gletscher durch Stauung der vom Langthaler Gletscher abfließenden Gewässer die Bildung des Langthaler Eis-Sees. In den Zillerthaler-Alpen, östlich von der

Brennerfurche, gibt es bei 100 Ferner mit einer Gesammtfläche von $3._8$ □Meilen, unter denen viele über 10,000′ lang sind. In der 14 Meilen langen Kette der Hohen-Tauern erreichen sowohl der Hauptkamm (Drei-Herrnspitze 11,075′, Groß-Glockner 12,008′ und Groß-Venediger 11,622′) als auch die nach Süden vorliegenden Bergmassen bedeutende Höhen und eine Massenentwicklung, die der Gletscherbildung sehr günstig ist. Es befinden sich in diesem Gebiete 270 Gletscher mit einer Gesammtfläche von 8—$8._5$ □Meilen. Davon entfallen die größten und ausgedehntesten auf die Venediger- und auf die Groß-Glockner-Gruppe. Der Groß-Venediger ist von mehreren großen Gletschern umgeben, unter denen das nach Osten liegende Schlatenkees (23,000′ lang) durch die Zerrissenheit seiner Oberfläche und das weite Hinabreichen seines Zungenendes (bis zu 5350′) ausgezeichnet ist. Am Groß-Glockner befindet sich nach Osten hin der größte primäre Gletscher der österr. Alpen, die Pasterze, deren Firnmulde einen Flächenraum von $0._{57}$ □Meilen einnimmt. Der Gletscher selbst ist 32,000′ lang und reicht derzeit bis zu einer Meereshöhe von 6058 W. F. hinab.

In der nördlichen Kalkzone der Alpen sind außer kleinen Firnansammlungen in Vorarlberg und Nordtirol nur der Plattachferner am Wettersteingebirge, die Firnfelder des Watzmann und des ewigen Schneeberges, sowie die am Dachsteinmassiv vorkommenden Eisfelder zu erwähnen. Unter den letzteren ist das Karlseisfeld 13,000′ lang und endet in einer Höhe von 6115′.

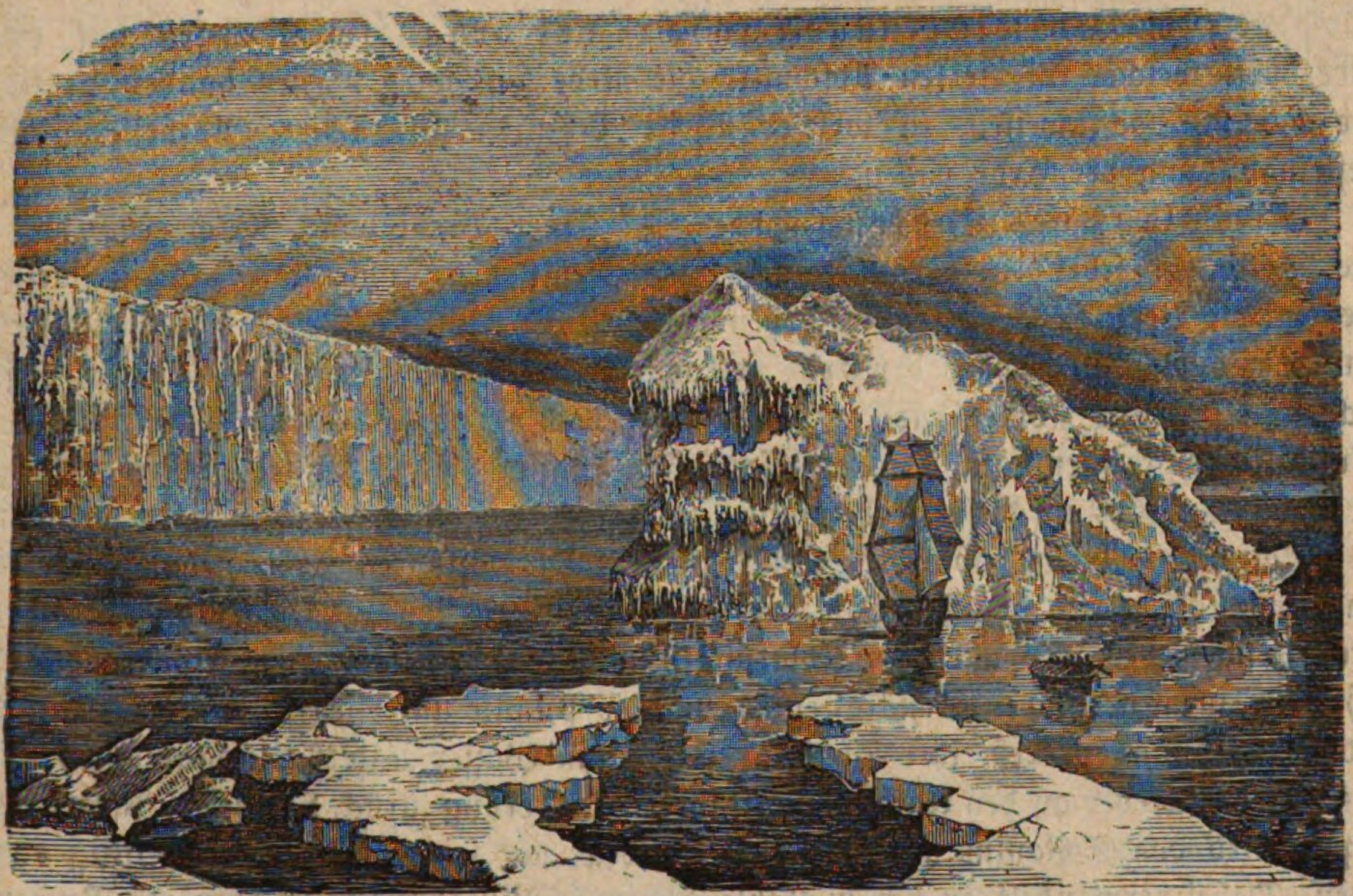
Man hat berechnet, daß sämmtliche Gletscher der Alpen an einem warmen Sommertage 4200 Millionen Kubikfuß Wasser den Bächen, die aus ihnen entspringen, liefern.

In den Pyrenäen kommen nur secundäre Gletscher vor. Von außereuropäischen Hochgebirgsgletschern seien kurz erwähnt die Gletscher des Kaukasus, des Himalaya- und Karakorum-Gebirges, der Anden in Südamerika, und der südlichen Alpen von Neu-Seeland.

Polargletscher. Den Uebergang zu den Polargletschern bilden die Gletscher im Norden Europa's in Scandinavien und im Süden Amerika's im Feuerland, wo fast jeder tief in das höhere Land einschneidende Meeresarm in seinem Hintergrunde zu einem Gletscher führt. Auf Spitzbergen, der Insel Mayen und Grönland geht die Schneelinie bis 460 und selbst bis 300 Meter herab; die Eismeere von Grönland sind die größten, die man kennt, und die Gletscher erreichen hier fast alle das Meer. Einer der größten Gletscher in West-Grönland auf 79° 21′ N. B. ist der Humboldt-Gletscher, der an seinem Ende 9 deutsche Meilen breit und gegen 600′ mächtig ist. Der etwas südlich von Gotthaab an der Westküste Grönlands gelegene Eisblink bildet mit seinem untern Ende an der Küste ein beinahe eine halbe Meile breites Vorgebirge, ohne daß man bei der sanften Neigung des Eises die Grenze zwischen Gletscher und Meer oder das Ende der Gletscheroberfläche deutlich erkennen könnte. So enden die meisten der grönländischen Eisströme im Meer; Gletscher- und Flußmündung fallen hier zusammen und die Endmoränen liegen am Meeresgrunde. Die Wogen des Meeres schmelzen bei der höheren

Temperatur, welche sie besitzen, das Eis ununterbrochen ab und unterspülen es, begünstigt durch die am Grunde des Gletschers abfließenden Gletscherwasser. In Folge dessen brechen Eisblöcke ab, die mit Getöse in's Meer fallen und dieses weithin bewegen. Die Eisblöcke tauchen jedoch bald wieder aus der Tiefe empor, werden von den Meeresströmungen erfaßt und als schwimmende Eisberge weit von ihrer Ursprungsstätte oft bis zum 40.° nördl. Breite fortgeführt, sich weithin durch einen sie umgebenden Nebelschleier sowie durch Versüßung und Erkältung des Meerwassers kenntlich machend. Dr. Rink hat berechnet, daß fünf Eisströme von Grönland dem Meere auf diese Weise jährlich gegen 1000 Millionen Cubikellen Eis zuführen. Nur $^1/_{12}$ der Masse eines Eisberges ragt aus dem Wasser hervor, dieselben sind deshalb unter dem Wasser meist vielmal höher als über demselben, und transportiren die Steinblöcke und den Schutt, mit dem sie beladen sind, weithin, bis sie an einer südlicheren Küste stranden, oder allmählig abschmelzen. Auf diese Weise werden grönländische Felsblöcke an die Küsten von Neufundland und Neuschottland transportirt und dort abgelagert.

Fig. 92



Schwimmende Eisberge im Polarmeere.

Erratische Phänomene, Eiszeit. Die genaue Bekanntschaft mit den Wirkungen der Gletscher unserer Tage, wie sie sich in der Ablagerung von Moränen, in Felsschliffen und Rundhöckern äußern, hat zu höchst merkwürdigen geologischen Schlußfolgerungen geführt, indem man nämlich solche Gletscherwirkungen vielfach in

Gegenden und an Orten nachgewiesen hat, wo heute keine Gletscher mehr vorkommen. Man faßt die betreffenden Erscheinungen in der Regel unter der Bezeichnung der erratischen Phänomene zusammen, und sucht dieselben durch größere und weiterverbreitete Gletscher der Vorzeit zu erklären, welche während der sogenannten Eiszeit, einer Periode, in welcher das Klima weiter Erdbezirke bedeutend strenger war als heutzutage, die Gebirge bedeckten.

3. Das Leben.

Auch die organische Welt, welche die Erde bevölkert und in früheren Perioden bevölkert hat, ist von Einfluß auf die Bildung der festen Erdrinde. Man findet Reste von Thieren und Pflanzen nicht bloß vereinzelt in den Sedimentbildungen eingeschlossen, sondern dieselben erfüllen oft ganze Schichten. Jene Reste, deren Substanz in den Erdschichten mehr oder weniger einer Umwandlung unterworfen war, nennt man Versteinerungen, Petrefacten oder Fossilien, und diese als solche sind Gegenstand der Paläontologie. Sie geben uns Aufschluß über die Entwickelungsgeschichte der organischen Wesen auf der Erde, von welcher im vierten Abschnitte die Rede sein wird. Hier handelt es sich nur darum, nachzuweisen, in welcher Weise Pflanzen und Thiere Antheil an der Gesteinsbildung der Erde haben.

Kreislauf des Kohlenstoffes. In keiner Verbindung, welche eine wichtige Rolle im lebenden Organismus spielt, fehlt der Kohlenstoff; es ist dieses Element die Bedingung für jegliche Lebensentwickelung. Als Quelle alles Kohlenstoffes können wir die Atmosphäre der Erde betrachten, die, obwohl in 10,000 Theilen Luft höchstens 6 Theile Kohlensäure enthalten sind, nach Liebig dennoch 2800 Billionen Pfund Kohlenstoff enthält. Das atmosphärische Wasser bringt bei jedem Niederschlag ein gewisses Quantum dieser Kohlensäure zur Erde herab. Auch der Boden, in welchem die Pflanzen wurzeln, absorbirt Kohlensäure. Die Pflanzen aber nehmen diesen Nahrungsstoff durch ihre Wurzeln auf und verarbeiten ihn zu den Bildungsstoffen ihres Zellgewebes. So wird der Kohlenstoff in dem Pflanzenleibe aufgespeichert und geht nun einem dreifachen Schicksal entgegen. Die Pflanze unterliegt dem Verwesungs- und Verbrennungsproceß, ihre Substanz zerfällt in Wasser und Kohlensäure und die letztere kehrt wieder an den Anfangspunkt ihrer Wanderung zurück. Oder: der Pflanzenkörper wird von Schlamm- und Erdschichten bedeckt und so der raschen Verwesung entzogen. Dabei verwandelt er sich in Kohle, die nach Millionen von Jahren als Brennmaterial gewonnen und nach der Verbrennung als Kohlensäure gleichfalls der Atmosphäre zurückgegeben wird. Der dritte Weg endlich führt durch den Thierleib. Die Thiere nähren sich direct oder indirect von Pflanzenstoffen. Von dem so aufgenommenen Kohlenstoff wird ein Theil durch den Athmungsproceß und die Excremente wieder ausgeschieden, ein Theil aber wird in dem Leibe, namentlich der Wasserthiere, als ein Element des kohlensauren Kalkes aufgespeichert. Nach dem Tode unterliegt der

Thierleib ebenso wie der Pflanzenleib entweder einer rascheren Zersetzung und es kehrt der Kohlenstoff in Form von Kohlensäure zur Atmosphäre zurück, oder die Natur conservirt den Kohlenstoff in der Form von kohlensaurem Kalk in den Schichten der Erde.

Während die Pflanzen also vorherrschend Kohlenstoff für die Schichten der Erde geliefert haben und noch liefern, so verdanken wir den Thieren in erster Linie kohlensauren Kalk, in zweiter Linie auch phosphorsauren Kalk und andere mehr untergeordnete Bestandtheile. Alle Kohle der Erdschichten ist daher phytogener Natur und ebenso mit wenigen Ausnahmen aller Kalk der Erdschichten zoogener Natur.

Phytogene Bildungen. Der Kohlenbildungsproceß. Heute bezweifelt Niemand mehr, daß die fossilen Kohlen von Pflanzen herstammen. Den Beweis liefern wohlerhaltene Wurzeln, Stämme, Blätter, Früchte und Sporen in den die Kohle begleitenden Gesteinen, sowie in der Kohle selbst, ferner die häufig mit dem bloßen Auge oder nach geeigneter Behandlung mit dem Mikroskope erkennbare Pflanzentextur vieler Kohlen, und endlich das Experiment, indem man unter geeigneten Vorsichtsmaßregeln aus Holz Körper darstellen kann, welche die Eigenschaften und die chemische Zusammensetzung fossiler Kohle haben.

Um eine Einsicht in die Vorgänge zu gewinnen, unter welchen Pflanzenstoffe zu Kohle wurden, wird man analoge Vorgänge der Jetztwelt aufsuchen müssen und diese bieten die Torfmoore. Torf bildet sich noch heute, er ist ein Aggregat von in langsamer Umwandlung begriffenen Pflanzentheilen, hauptsächlich von Sumpf- und Wasserpflanzen und den eigentlichen Torfpflanzen. In jedem mächtigeren Torflager lassen sich die Uebergänge von der frischen Pflanzenfaser bis zum Pechtorf verfolgen. An der Oberfläche wachsen die Pflanzen noch fort, je tiefer nach unten, um so weiter ist die Veränderung fortgeschritten, die Torfmasse wird dichter, homogener, und die Pflanzenfaser immer unkenntlicher. Der Pechtorf in den tiefsten Partien des Lagers stellt im getrockneten Zustande schon eine ganze homogene Masse dar, fast wie Pechkohle. Diese Umwandlung läßt sich in folgender Weise erklären. Den größten Theil des Pflanzenzellgewebes bildet die Holzfaser; dieselbe ist in reinem Zustande ein Körper von constanter Zusammensetzung, bestehend aus Kohlenstoff, Wasserstoff und Sauerstoff. Im Holz ist die Holzfaser noch gemengt und verbunden namentlich mit einem aus den Bestandtheilen des Saftes herrührenden Antheil stickstoffhaltiger Substanz und mit mineralischen Bestandtheilen, die nach dem Verbrennen als Asche zurückbleiben. Bei 100° C. getrocknetes Holz zeigt demnach, abgesehen von dem geringen Gehalt an Stickstoff und Asche, fast gleichmäßig und gleichgiltig, welchem Baum entnommen, eine procentische Zusammensetzung aus 50 Gewichtstheilen C, 6 H und 44 O. Aus denselben Elementarbestandtheilen, nur in anderem Verhältniß, bestehen die Kohlen und der Umwandlungsproceß läßt sich leicht verfolgen.

Frei an der Luft liegende Pflanzensubstanz kann sich nicht in Kohle verwandeln, sondern sie verwest, d. h. sie löst sich unter dem Einfluß des Sauerstoffes der Luft in gasförmige und flüssige Verbindungen, hauptsächlich in Kohlensäure und Wasser auf

Bei beschränktem Luftzutritt, wie dies der Fall ist, wo vegetabilische Massen von Thon, Sand- oder Geröllschichten bedeckt wurden, tritt ein Vermoderungsproceß, d. h. eine langsame, nicht von Wärme- und Lichtentwicklung begleitete Verbrennung ein. Ein Theil des Kohlenstoffs bildet mit Sauerstoff Kohlensäure, ein anderer mit Wasserstoff Sumpfgas oder Grubengas, die beide als Gase entweichen; außerdem tritt Wasser aus der Verbindung aus. Dieser Proceß geht schon bei gewöhnlicher Temperatur vor sich. Da in der Kohlensäure auf einen Gewichtstheil C $2^2/_3$ Gewichtstheile O, im Wasser auf einen Gewichtstheil H 8 Gewichtstheile O, im Sumpfgas auf 1 Gewichtstheil C $^1/_3$ Gewichtstheil H kommen, so muß in den Endproducten der Vermoderung der Gehalt an H und O, da diese der vermodernden Pflanzenmasse reichlicher entzogen wurden als der Kohlenstoff, abgenommen haben, während gleichzeitig eine Anreicherung oder eine relative Vermehrung des letzteren stattfand. Je länger nun dieser Proceß andauert, wobei Erhöhung der Temperatur die Länge der Zeit ersetzen kann, desto vollständiger werden H und O verschwinden und desto reiner wird C zurückbleiben. In den verschiedenen Arten von fossiler Kohle ist daher die Pflanzensubstanz mehr oder weniger carbonisirt, so daß Torf, Lignit, Braunkohle, Schwarzkohle und Anthracit eine Stufenleiter dieses Umwandlungsprocesses darstellen.

Die folgende Zusammenstellung gibt ein Bild dieser Stufenleiter mit allen Zwischenstadien der Metamorphose des Holzes in Kohle. Die Aschenmenge der einzelnen Substanzen ist dabei in Abrechnung gebracht, ebenso die geringen Mengen von Stickstoff, welche in den Kohlen enthalten sind. Es bestehen demnach 100 Gewichtstheile

von Holz aus	50 C	6 H	44 O
Torf	60 „	6 „	34 „
Lignit	67 „	6 „	27 „
Braunkohle	75 „	5 „	20 „
Schwarzkohle	83 „	5 „	12 „
Anthracit	93 „	4 „	3 „

Da bei der Umwandlung von Holz in Kohle Kohlensäure, Wasser und Grubengas entweichen, so muß sich der Umwandlungsproceß auch stöchiometrisch darstellen lassen. Im Holze sind C, H und O in folgenden Aequivalentverhältnissen enthalten:

				36 C	22 H	22 O
zieht man hievon ab	1) 9 Aequivalente	CO_2,	Kohlensäure	9 C		18 O
	2) 3 „	HO,	Wasser		3 H	3 O
	3) $1^1/_2$ „	C_2H_4,	Grubengas	3 C	6 H	
			im Ganzen	12 C	9 H	21 O
			so bleiben	24 C	13 H	1 O

Berechnet man aus diesem Aequivalentverhältniß (24 C, 13 H, 1 O) die procentische Zusammensetzung (für H = 1, O = 8, C = 6), so ergeben sich $87._2$ C, $4._9$ H, $7._9$ O, was der procentischen Zusammensetzung einer guten Schwarzkohle entspricht.

Auch dem absoluten Gewichte nach läßt sich der Proceß der Umwandlung von Holz in Kohle veranschaulichen. Nimmt man an, daß 100 Gewichtstheile Holzfaser

aus 49.₁ C, 6.₃ H, 41.₆ O bestehen, und entwickeln sich daraus 57.₆ Kohlensäure und 20.₄ Kohlenwasserstoff, so bleiben 22.₂ Gewichtstheile Steinkohle von folgender Zusammensetzung übrig: 82.₃ C, 5.₅ H und 12.₂ O. Diese Gewichtsmenge Steinkohle von einer ursprünglichen Gewichtsmenge von 100 Holz ist aber offenbar eine Reduction des Gewichtes der ursprünglichen Pflanzensubstanz auf ungefähr $1/4$. In ähnlicher Weise läßt sich zeigen, daß 100 Gewichtstheile Holz nicht mehr als 16 Theile Anthracit geben. Im Allgemeinen kann man daher annehmen, daß bei der Schwarzkohlenbildung ein Gewichtsverlust der ursprünglichen Substanz von $3/4$, bei der Anthracitbildung von $5/6$ stattfindet oder eine Reduction des Gewichtes auf $1/4$ und $1/6$. Dazu kommt noch die Reduction des Volumens durch Druck. Nehmen wir an, diese betrage die Hälfte der ursprünglichen Masse, so ergibt sich eine Gesammtreduction des Volumens auf $1/8$ und $1/12$. Mit anderen Worten: es bedarf 8 Fuß compacter vegetabilischer Masse, um 1 Fuß bituminöser Schwarzkohle, und 12 Fuß, um 1 Fuß Anthracit zu bilden. In Nordamerika kennt man aber Anthracitflötze von 30 Fuß Mächtigkeit, die also eine Ablagerung von 360 Fuß vegetabilischer Masse oder mit Rücksicht auf Unreinigkeiten in der Kohle wenigstens von 300 Fuß erfordern.

Fig. 93.



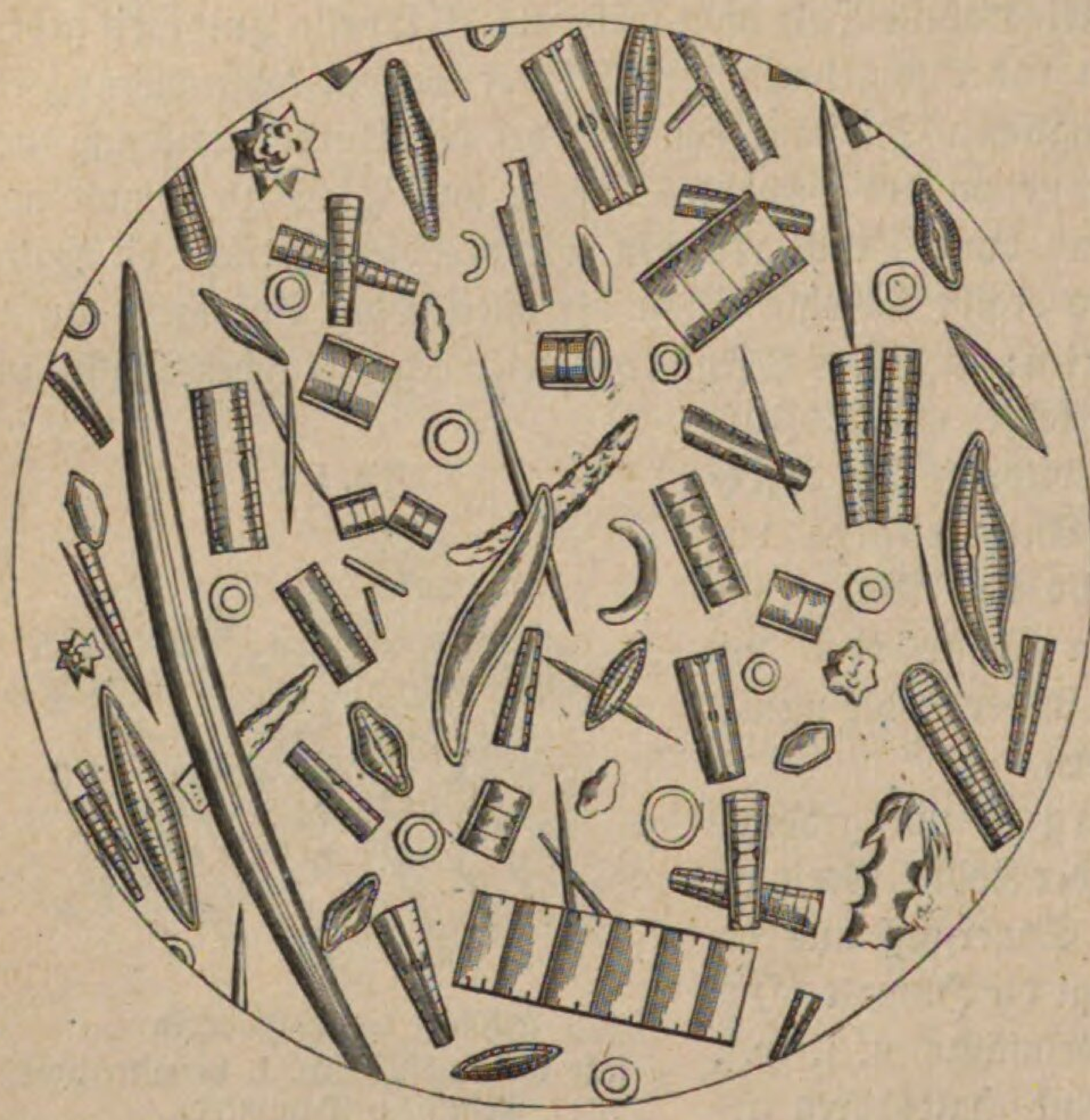
Bildung der Dammerde.
a feste Gesteinsschichten. b verwitterndes Gestein. c Dammerde.

Die **Humusbildung** ist nur graduell verschieden von der Bildung der Kohle. Geringer Druck, starker Zutritt von Sauerstoff und beschränkte Bewässerung erzeugt die Humate (Humin, Huminsäure, Geïn, Geïnsäure u. s. w.). Diese organischen Säuren und Halbsäuren gemengt mit Pflanzenmoder und den Verwitterungsproducten der den Boden bildenden Gesteine bilden die **Dammerde** oder **Ackerkrume**, den fruchtbaren, bebaubaren Boden des Culturlandes.

Kieselguhr oder **Infusorienerde**. Die niederste Gruppe pflanzlicher Organismen, die sogenannten Diatomeen oder Spaltalgen, deren mikroskopisch kleine, aber sehr mannigfaltige Formen sich fast in allen süßen und salzigen Gewässern finden, scheiden die in außerordentlicher geringer Quantität im Wasser gelöste Kieselsäure aus und bilden daraus ihre zierlichen Kieselpanzer. Da sich diese Organismen durch Theilung in ganz ungeheuerer Menge vermehren, so sammeln sich die mikroskopisch kleinen Kieselskelette bisweilen zu Schichten von mehreren Fuß Dicke an und bilden eine magere, weiße oder gelbliche Erde, die man als **Kieselguhr** oder **Infusorienerde** bezeichnet. Solche Ablagerungen finden sich z. B. in den Mineralmooren bei Franzensbad in Böhmen, in der Umgegend von Berlin, auf der Lüneburger Haide u. a. a. Orten. Auch der Polierschiefer von Bilin, der eine 14 Fuß mächtige Ablagerung bildet, besteht der Hauptsache nach aus Diatomeen (Fig. 94), ebenso die gelbe magere Erde von Tripolis, der sogenannte Tripel. Auch zur Bildung der Feuersteinknollen in der Kreide haben die Kieselskelette der Diatomeen

Veranlassung gegeben. — Endlich gibt es auch kalkabsondernde Wasserpflanzen, welche dem Wasser die an doppeltkohlensauren Kalk nur schwach gebundene Kohlensäure entziehen, um sie zu Sauerstoff, welcher entweicht, und Kohlenstoff, welcher zu ihrer Ernährung dient, zu zersetzen. Der einfach kohlensaure Kalk schlägt sich in Folge dessen als Incrustation auf der Oberfläche der Pflanze nieder. Auf diese Weise haben sich in unseren Tertiär-Ablagerungen unter dem Einfluß von kalkabsondernden Meeresalgen, den Nulliporen, und Corallineen die Nulliporenkalke gebildet, und ebenso entstehen durch Vermittlung von Moosen, Charen u. s. w. mächtige Kalktuffbildungen. (Vergl. S. 73.)

Fig. 94.



Mikroskopisches Bild des Polierschiefers von Bilin, nach Ehrenberg.

Zoogene Bildungen. Bei den in den Schichten der Erde begrabenen thierischen Resten sind mit wenigen Ausnahmen die Weichtheile gänzlich verschwunden und zerstört, und nur die vorherrschend aus mineralischen Stoffen bestehenden festen Theile, die aus phosphorsaurem Kalk und kohlensaurem Kalk gebildeten Knochen, Zähne und harten Hautbedeckungen der Wirbelthiere, die aus Chitin bestehende hornige, zum Theil hornigkalkige Hülle der Gliederthiere und die Kalkschalen der niederen Meeresthiere sind erhalten. Für die Gesteinsbildung sind jedoch von Wichtigkeit nur die kalkigen Skelette der in ungeheuerer Individuenanzahl im Meerwasser lebenden niederen Thiere, der Mollusken, Echinodermen, Anthozoen und Rhizopoden (oder Foraminiferen), deren Ansammlung und Anhäufung zur Bildung nicht blos einzelner Schichten von Kalk, sondern ganzer Kalkgebirge Veranlassung gegeben hat. Man kann daher mit Recht sagen: die Quelle des Kalkes ist das Meer.

Kalkbildung und Kreislauf des Gypses. Das Meerwasser enthält jedoch nach allen Untersuchungen so geringe Mengen von kohlensaurem Kalk (nur 0·0001), daß diese sich bei der Analyse der Beobachtung fast entziehen, dagegen ist der Kalk

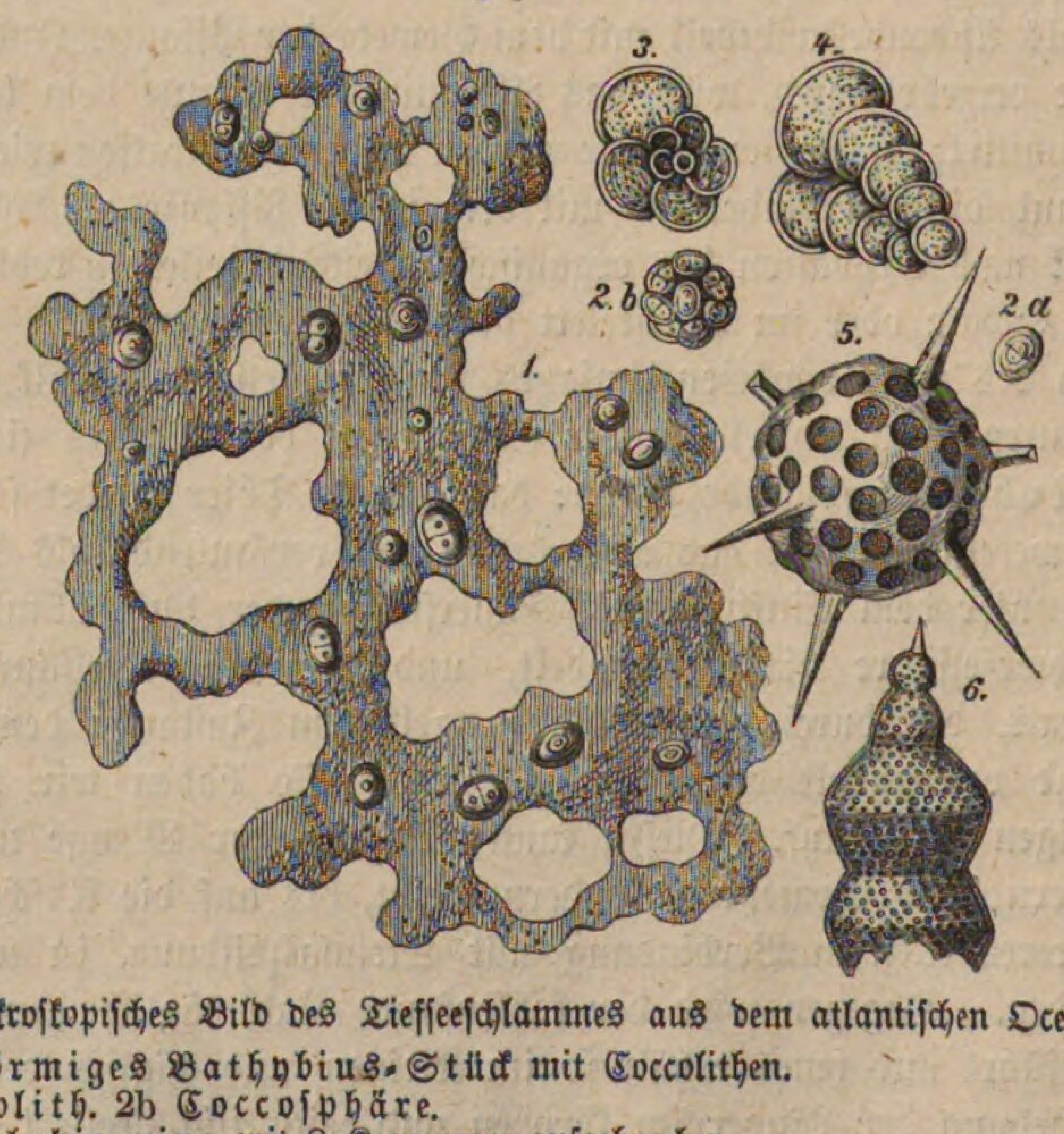
im Meerwasser als schwefelsaurer Kalk oder Gyps enthalten, und Fr. Mohr hat berechnet, daß die Menge des aufgelösten schwefelsauren Kalkes (1000 Gewichtstheile Wasser enthalten $1._{63}$ Gewichtstheile wasserfreien schwefelsauren Kalkes) in der gesammten Wassermasse des Meeres einem Würfel von mehr als 11 geographischen Meilen Seite oder von 1331 Kubikmeilen Inhalt gleichkomme. Würde sich dieser schwefelsaure Kalk in kohlensauren Kalk umwandeln, so könnten daraus 1051 Kubikmeilen Kalkstein entstehen, d. i. ein Kalkgebirge von 1 Meile Höhe, 1 Meile Breite an der Basis und 2102 geogr. Meilen Länge. Es reicht also die Menge des im Meer enthaltenen Gypses vollständig aus, um solche Kalkgebirge und noch größere zu bilden, als wir heute auf der Erde besitzen, und die Frage ist nur die, durch welchen Vorgang der schwefelsaure Kalk des Meeres in kohlensauren Kalk umgewandelt wird. — Diese Umwandlung geschieht unzweifelhaft durch Vermittlung der Meerespflanzen, und zwar sowohl der großen Seegräser als auch der kleinen Diatomeen, die den niedrigsten Thieren zur Nahrung dienen, und zwar in folgender Weise. Man weiß, daß in der Pflanze durch die Wirkung des Lichtes Kohlensäure und Schwefelsäure zersetzt werden. Die Kohlensäure legt ihren Kohlenstoff als Kohlenhydrat in der Pflanze nieder, der Sauerstoff wird frei und tritt aus. Die Schwefelsäure verbindet ihren Schwefelgehalt mit den Elementen des Ammoniaks und mit Kohlenstoff zu schwefelhaltigem Albumin und der Sauerstoff derselben tritt ebenfalls aus. Der Kalkgehalt des Gypses aber verbindet sich als Aschenbestandtheil mit dem Gewebe der Pflanze. Indem die Pflanze von dem Thiere verzehrt wird, wird das Albumin der Pflanze dem lebenden Körper des Thieres assimilirt; die Kohlenhydrate werden in der Respiration wieder zu Kohlensäure oxydirt und diese verbindet sich mit dem in der Pflanze als Aschenbestandtheil enthaltenen Kalk nach Oxydation des organischen Bestandtheiles zu kohlensaurem Kalk, der sich in der Schale oder im Kalkskelett des Thieres niederlegt.

Daß trotz des unaufhörlichen Umsatzes von schwefelsaurem Kalk in kohlensauren durch das Pflanzen- und Thierleben der Gypsgehalt des Meeres sich nicht verringert, erklärt Mohr auf folgende Weise: das lebende Thier scheidet seinen Schwefelgehalt als Schwefelsäure aus, das absterbende und verfaulende als Schwefelwasserstoff, der aber unter dem Einfluße des Sauerstoffes der Luft allmählig ebenfalls wieder in Schwefelsäure sich verwandelt, und diese Schwefelsäure zersetzt den kohlensauren Kalk, der durch die Flüsse in gelöstem Zustande dem Meere zugeführt wird, und verwandelt denselben in Gyps. So haben wir für den Gyps einen vollständigen Kreislauf. Dieser kann sich also der Menge nach im Meere weder vermindern, noch vermehren, sondern bleibt, bis auf die Abscheidung in austrocknenden Meeresbecken in Verbindung mit Steinsalzbildung, in unveränderlicher Menge vorhanden. Dagegen wird der kohlensaure Kalk täglich dem Meere durch die Flüsse zugeführt und jenes erhält so im Kleinen und täglich den Kalk zurück, den es durch Hebung der Länder im Großen und zeitweilig verliert.

Wir verfolgen die Arbeit der niederen Meeresthiere noch weiter in der Bildung von kalkhaltigem Meeresschlamm, in den Korallenbildungen und in den Muschelbänken.

Der Meeresschlamm und der Tiefseeschleim. Es galt auf die Autorität des berühmten englischen Naturforschers Edw. Forbes hin lange Zeit für eine unbestreitbare Thatsache, daß in Tiefen über 300 Faden wegen des daselbst herrschenden hohen hydrostatischen Druckes (von nahe 32 Atmosphären bei 1000 Fuß und von 625 Atm. bei 20,000′ Tiefe), ferner in Folge des vermeintlichen Mangels an atmosphärischer Luft und an Licht, sowie wegen der großen Kälte kein organisches Leben möglich sei. Man hielt die Tiefe des Meeres für azoisch. Bei der Untersuchung der atlantischen Meeressohle aus Veranlassung der Telegraphenkabel-Legung und bei der Untersuchung des durch das Senkloth heraufgebrachten Meeresschlammes aus Tiefen von 12000 Fuß und darüber fand man nichtsdestoweniger, daß dieser Meeresschlamm überall aus den Resten mikroskopisch kleiner Pflanzen und Thiere bestehe, aus den Kieselschalen von Diatomeen und Polycystinen, sowie aus den kalkigen Schalen von Rhizopoden (Wurzelfüßler) oder Foraminiferen, vorherrschend Globigerinen, Textilarien, Cristellarien, Biloculinen u. s. w. Man könnte deshalb den Boden des Meeres für einen unermeßlichen Begräbnißplatz größerer und kleinerer mikroskopischer Thiere und Pflanzen halten. Der schmutzig gelblich graue Schlamm aber, in dem jene Schalen lagen, hatte eine zähe klebrige Beschaffenheit,

Fig. 95.



Mikroskopisches Bild des Tiefseeschlammes aus dem atlantischen Ocean.

1. Netzförmiges Bathybius-Stück mit Coccolithen.
2a. Coccolith. 2b Coccosphäre.
3. Eine Globigerina mit 8 Kammern, aufgebrochen.
4. Textilaria, eine kalkschalige Foraminifere mit zweizeilig gereihten Kammern.
5. Haliomma, ein Radiolar mit gegitterter Kieselschale und radialen Stacheln.
6. Eucyrtidum, ein Radiolar mit gekammerter Kieselschale und einem Kieselstachel an der ersten Kammer.

er enthielt Klumpen, einer durchsichtigen Gallerte ähnlich, die sich als eine belebte protoplastische oder Sarkode- (Eiweiß-) ähnliche Substanz darstellten, der Huxley den Namen Bathybius (Meerestiefenschleim) gab. In diesem Schleim, in welchem mit unbewaffnetem Auge keine bestimmten Formen erkannt werden konnten, bemerkte man unter dem Mikroskop merkwürdige abgerundete, in Säuren lösbare Kalkkörper, die Coccolithen genannt wurden, neben einer zweiten Art, welche Wallich Coccosphären nannte. Huxley, der beide Erscheinungen unter stärkerer Vergrößerung untersuchte, erkannte noch weitere Formen, die er als Discolithen (Scheibensteine) und Cyatholithen (Napf- oder Bechersteine) bezeichnete (Fig. 95).

Der Bathybius scheint somit ein organischer Urschleim zu sein, welchem die Aufgabe zufällt, im Meerwasser organische Substanzen abzusondern, und so trotz des Mangels an vegetativem Leben in großen Tiefen, die Ernährung der daselbst befindlichen thierischen Organismen zu vermitteln. Nach Häckel gehören die mikroskopisch kleinen Organismen, welche den Bathybiusschlamm bilden, weder zu den Thieren, noch zu den Pflanzen, sondern bilden ein neutrales Zwischenreich von Urwesen oder Protisten, deren niederste Form die Moneren (der Bathybius) und deren höhere Form die Foraminiferen oder Polythalamien und die Radiolarien sind. Der Bathybiusschlamm scheint überall auf dem Boden des Meeres, wo die Tiefentemperatur noch 7—8° C. beträgt, in Fülle vorhanden zu sein.

Dieser Bathybius mit seinen kalkigen Depositen ist noch dadurch besonders wichtig geworden, daß er die Kreidebildung erklärt; denn in der fossilen Kreide findet man neben den Globigerinen und Textilarien, aus denen die Kreide zum großen Theil zusammengesetzt ist, noch kleine eiförmige Körperchen, sogenannte Krystalloiden. Diese sind aber nichts anderes als versteinerte Coccolithen, Cyatholithen und Coccosphären, so daß also die Kreide unter ganz ähnlichen Bedingungen sich gebildet haben muß, wie der atlantische Tiefseeschlamm. Ja neuerdings hat Gümbel in München die Coccolithen auch in den mergeligen Lagen des Leithakalkes und fast in allen weicheren Kalken nachgewiesen, wodurch sie bezüglich der Entstehung der Kalkfelsmassen eine ungeahnte geognostische Wichtigkeit erlangen, und es immer wahrscheinlicher wird, daß der Bathybiusschlamm und Foraminiferen (deren Schalen so klein sind, daß in einem Cubikfuß an 5000 Millionen enthalten sein können) bei allen Kalksteinbildungen sedimentären und marinen Ursprungs aller Zeiten einen wesentlichen Antheil genommen haben.

Korallen-Inseln und Korallen-Riffe. Riffe bildende Steinkorallen, zu welchen die Edelkoralle (Corallinum nobile) des mittelländischen Meeres nicht gehört, gedeihen nur in klarem Salzwasser, dessen Temperatur niemals unter 20° C. sinkt. Das Vorkommen von Korallenriffen ist deshalb auf die warme Zone etwa zwischen 25° südl. Br. und 30° nördl. Br. beschränkt. Sie finden sich am mannigfaltigsten und großartigsten entwickelt an den westindischen Inseln im atlantischen Ocean, an den Küsten des rothen Meeres, im indischen und pacifischen Ocean, fehlen aber in Folge der kalten Polarströme an der Westküste von Südamerika und von Afrika und ebenso an der Küste von China. Es lassen sich drei Arten von

Korallenriffen unterscheiden: 1. Küstenriffe, 2. Damm- oder Wallriffe, 3. Lagunenriffe oder Atolls.

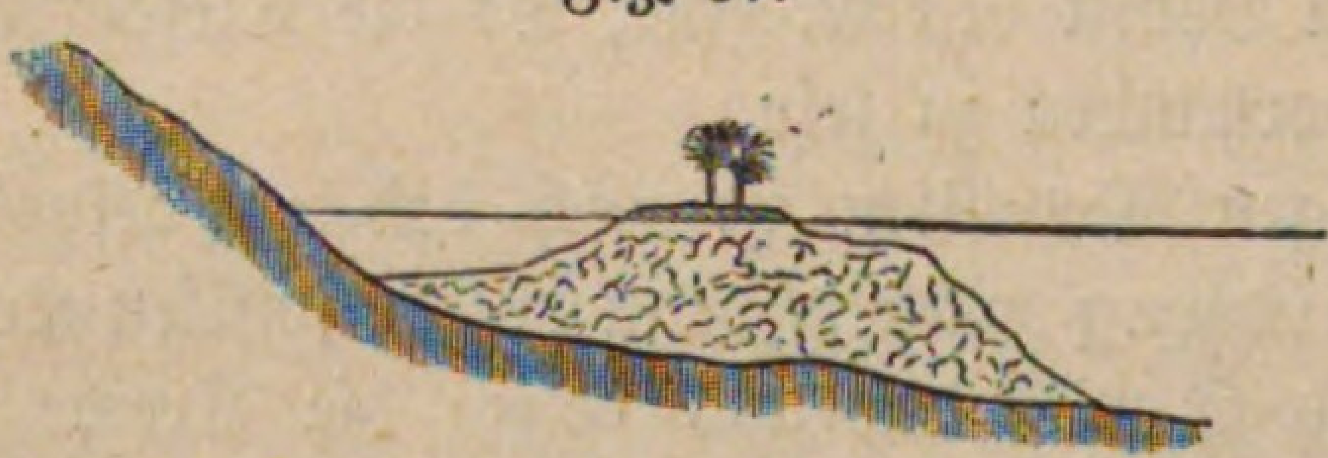
Fig. 96.



Küstenriff.

Die Küstenriffe, die man auch Fransenriffe nennt (Fig. 96), schließen sich unmittelbar an die Küsten der Inseln oder des Festlandes an, indem die Korallenthiere ihre Stöcke vom festen Meeresgrund aufwärts bis nahe unter die Oberfläche des Meeres heraufbauen. Die Korallenbauten des rothen Meeres gehören zu dieser Art von Riffen, ebenso sind Ceylon, die nikobarischen Inseln im indischen Ocean, die westindischen Inseln, die Halbinsel Florida von Fransenriffen eingesäumt. Diese Riffe sind da unterbrochen, wo Flüsse in das Meer münden, oder trübes Wasser oder andere Ursachen das Wachsthum der Korallen unmöglich machen.

Fig. 97.



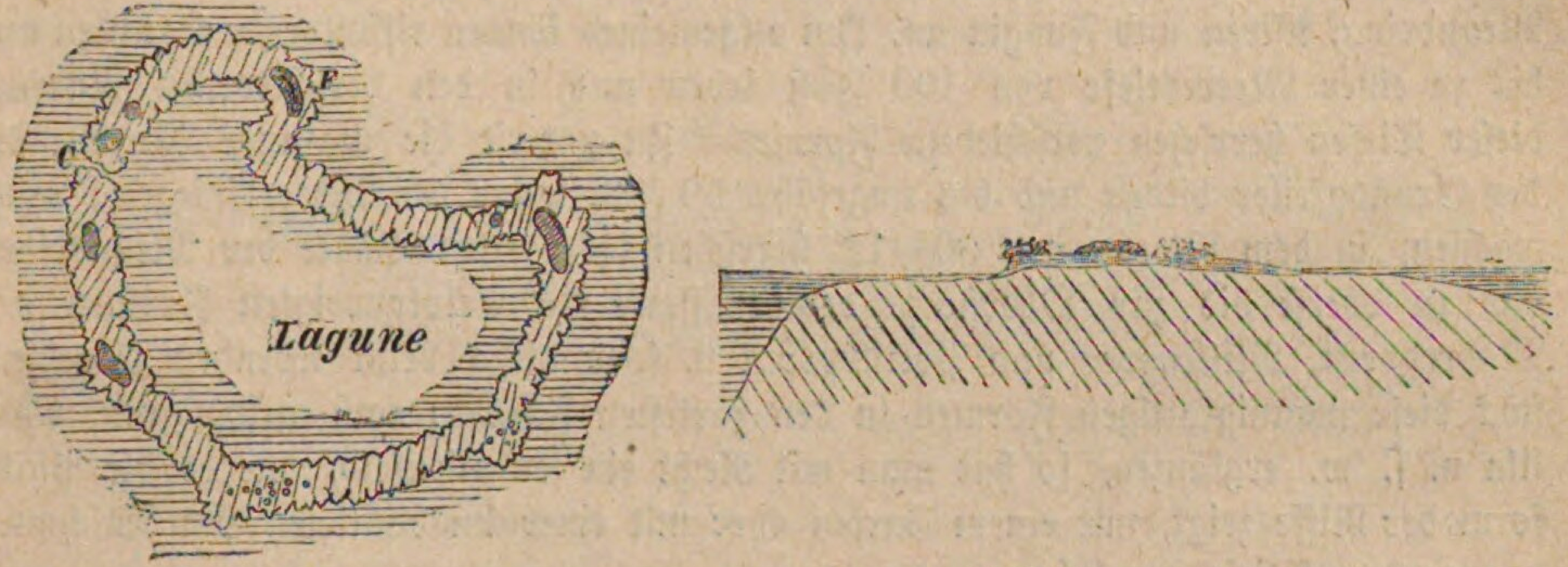
Dammriff.

Die Damm- oder Wall-Riffe (Fig. 97) sind von dem Festland durch einen mehr oder weniger breiten Kanal getrennt und ziehen sich den Küsten der Inseln und Continente entlang, wie künstliche Hafendämme, die von Zeit zu Zeit unterbrochen sind und einen Eingang offen lassen von der offenen See in die zwischen dem Riff und dem Festlande liegenden Lagunen und Wasserkanäle. Da diese durch das Riff vor dem Wellengang der offenen See geschützt sind, so bieten sie die sichersten und schönsten natürlichen Häfen dar. Fast alle hohen Inseln der Südsee: die Carolinen, Neu-Caledonien, die Fidschi- und Samoa-Inseln, die Gesellschaftsinseln (Tahiti) u. s. w. sind von solchen Wallriffen umgeben und verdanken ihnen ihre vortrefflichen Häfen. Diese Art von Riffen erreicht oft eine außerordentliche Breite und Länge und einzelne Theile derselben erheben sich so hoch über das Meer (8—10 Fuß), daß sie mit Vegetation bedeckt und bewohnt sind. Die Riffe an der Nordseite der Fidschi-Inseln sind 5—15 Seemeilen (1—4 geogr. M.) breit, die von Neu-Caledonien erstrecken sich 150 Seemeilen weit nördlich und 50 Seemeilen südlich von der Insel und haben somit eine Totallänge von 400 Seemeilen (100 geogr. M.). Das größte Wallriff, „Great Barrier“ genannt, erstreckt sich an der Nordostküste von Australien, allerdings mit einigen Unterbrechungen auf eine Länge von 1000 Seemeilen (250 deutsche Meilen) und liegt oft 40—50 Seemeilen (10 bis 12 deutsche Meil.) von der Küste entfernt.

Lagunenriffe oder Atolls (der Name stammt von den Malediven) heißen die in sich selbst zurücklaufenden Riffe, die im Allgemeinen die Form eines eckig verbogenen Ringes haben, niemals aber völlig kreisrund sind und eine Salzwasserlagune umschließen. Zu dieser Art von Riffen gehören die Koralleninseln

im engeren Sinne oder die niederen Inseln, deren höchste vom Wasser nicht überfluthteten Theile nur 6—12 Fuß über das Niveau der Fluth sich erheben. Im pacifischen Ocean gibt es gegen 300 solcher niederen Koralleninseln; der Paumotu-Archipel zählt allein gegen 70—80, auch in der Gruppe der Carolinen und in der Radak-, Ralik- und Kingsmill-Gruppe sind Atolls überaus häufig. Zu den größten Atoll-Inseln gehören die Laccadiven und Malediven im indischen Ocean. — Die Riffe der Atolls sind wie die Wallriffe zum größten Theile nackter Korallfels, der

Fig. 98.



Das Stewart-Atoll.
C Riff-Canal. F Insel Faule.

Durchschnitt des Korallenriffes über die Insel Faule.
Außenseite Innenseite

bei Hochwasser überfluthet wird. Verhältnißmäßig nur kleine Theile derselben ragen als trockenes Land über das Niveau der Fluth empor und sind bewachsen und dann in der Regel auch bewohnt. Gewöhnlich liegen solche trockene Stellen an vorspringenden Ecken oder an der Wetterseite der Inseln, wo Wind und Wellen Sand und Korallentrümmer aufhäufen. An der Leeseite finden sich dann häufig Oeffnungen im Riff, sogenannte Riffkanäle, oft nur einer, oft mehrere, welche eine Communication zwischen dem Meer und der Lagune herstellen. Sind die Kanäle weit und tief genug für größere Schiffe, so sind die Lagunen die vortrefflichsten Häfen mitten im Ocean, oft groß genug, um die Flotten der ganzen Welt aufzunehmen. Die Breite des Riff's beträgt in der Regel nicht mehr als 3—4000 Fuß. Nach außen fällt dasselbe außerordentlich steil ab in den tiefen Ocean, so daß die größten Schiffe bis dicht heranfahren können; nach innen dacht es sanfter ab, und die Lagunen, deren ruhiger Wasserspiegel gegen das außen heftig brandende Meer einen eigenthümlichen Gegensatz bildet, sind der Sammelplatz von Seesäugethieren, Fischen und Seethieren aller Art. Ein ausgezeichnetes Beispiel eines Atolls ist das von der Novaraexpedition im Jahre 1858 besuchte Stewart-Atoll oder Sikyana im pacifischen Ocean (8° 22′ südl. Br., 162° 58′ östl. Länge v. Gr.) in der Nähe der Salomons-Inseln (Fig. 98).

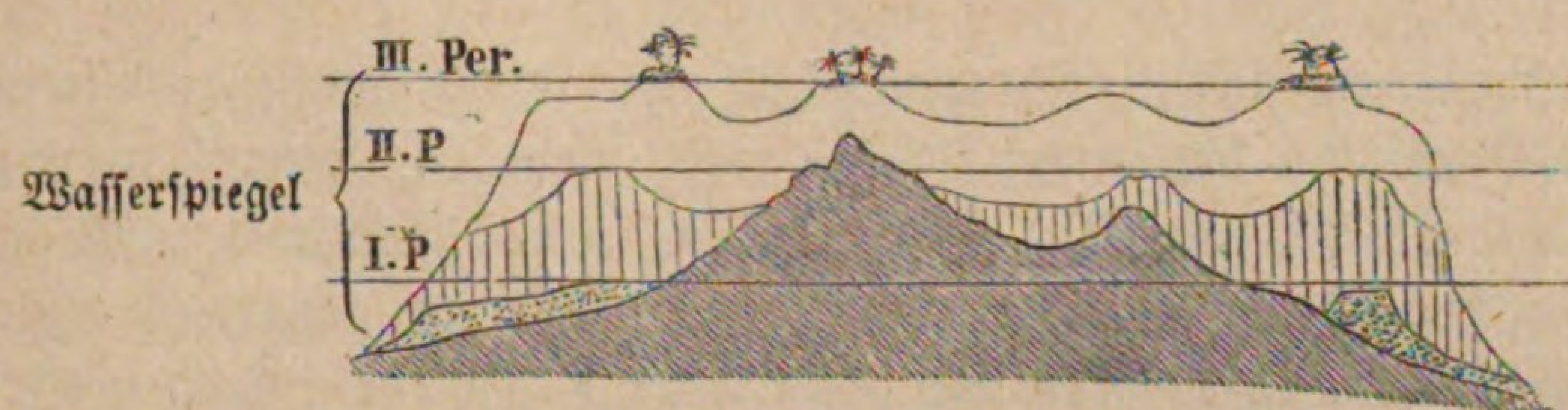
Bildung der Korallenriffe. Die Korallenriffe, deren verschiedene Formen wir kennen gelernt haben, sind das Werk der lebenden Korallenthiere, die gleich unzähligen Millionen kleiner Architekten Tag und Nacht, Jahr aus Jahr ein beschäftigt sind, Kalkatome abzuscheiden und in Hunderttausenden von Jahren zu Bauten zusammenzulegen, deren riesige Größe alles Gebilde von Menschenhand weit hinter sich zurückläßt. Dabei ist die Mannigfaltigkeit der Formen der riffbauenden Korallen oder Steinkorallen eine außerordentliche. Indem sie pflanzenähnlich wachsen und sich theilweise durch Knospen- und Sprossenbildung vermehren, so nehmen sie auch alle möglichen pflanzenähnlichen Formen an. Die häufigsten Formen der riffbauenden Korallen gehören den Geschlechtern Madrepora, Millepora, Pocillopora, Porites, Meandrina, Astrea und Fungia an. Im allgemeinen können riffbildende Korallen nur bis zu einer Meerestiefe von 100 Fuß leben und in den verschiedenen Niveaus dieser Tiefen herrschen verschiedene Formen. Zu unterst die massigen Astreen, die den Grundpfeiler bilden und bis ungefähr 50 Fuß unter den Meeresspiegel heraufwachsen, in dem Niveau von 50—12' herrschen die breiten Bänke der Meandrinen und zu oberst bis zur Oberfläche des Wassers die vielverzweigten Formen der Madreporen, Milleporen und Pocilloporen u. s. w. Da beim lebenden Korallenstock diese mannigfaltigen Formen in den zartesten Farben: roth, gelb, grün, blau, lila u. s. w. erglänzen, so hat man mit Recht ein Korallenfeld, wie es die Plattform der Riffe zeigt, mit einem Garten oder mit einer im buntesten Blüthenschmuck prangenden Wiese verglichen.

Der Korallfels in den tieferen abgestorbenen Theilen des Riffs ist ein weißer, aus Korallen und Muschelschalen gebildeter Kalkstein, ein Conglomerat von zerbrochenen Korallen und Muschelschalen, oder aber, soweit er sich in den Lagunen bildet, ein aus feinem Kalkschlamm gebildeter, völlig compacter, dichter, häufig auch oolithischer Kalkstein. Selbst solche Partien des Felsens, welche ursprünglich nur aus Korallen gebildet sind, vermögen sich im Laufe der Zeiten in compacte Kalksteinmassen umzuwandeln, an denen man keine Spur von organischer Structur mehr wahrnimmt.

Früher glaubte man, daß die Steinkorallen aus den größten Tiefen des Oceans ihren Bau gleichsam wie eine senkrechte Mauer in die Höhe führen; allein die Beobachtung ergab, daß die riffbauenden Korallenthiere in größeren Tiefen als 100 Fuß nicht mehr leben. Es fragt sich also, wie jene mächtigen Korallfelsmauern, die bis in Tiefen von 3000 Fuß und darüber hinabreichen, oder wie die im offenen Ocean ferne von jeder Küste gelegenen Atolls entstehen konnten. Der Scharfsinn des berühmten englischen Naturforschers Darwin hat zuerst den Schlüssel auch für dieses Räthsel gefunden. — Jedes Korallenriff muß nach Darwin ursprünglich ein Küstenriff gewesen sein, dessen Bau innerhalb einer Meerestiefe von 100 Fuß begann. Nehmen wir nun an, daß ein von einem Riff umrandeter Inselberg in seinen Grundfesten langsam zu weichen anfängt, daß er langsam sinkt, so werden die Korallenthierchen, die in größeren Tiefen als 100 Fuß nicht leben können, langsam jenem Senkungsproceß entgegenarbeiten. Sie bauen fortwährend in die Höhe, so daß sie sich in dem ihnen angemessenen Niveau erhalten, während die in größere

Tiefen als 100 Fuß gelangenden Theile des Riffes absterben. Die nach der Seeseite liegenden Korallen finden aber dort eine bessere Nahrung, einen zuträglicheren Standpunkt für ihre Entwickelung, als die dem Lande zugekehrten und so bildet sich mit der Zeit zwischen dem Inselberg und dem Riff ein Canal, aus dem Küstenriff wird allmählig ein Dammriff. Endlich bei fortdauerndem Sinken wird die Centralinsel gänzlich unter den Wellen verschwinden und nur noch das ringförmige Riff übrig bleiben; das Dammriff wird zum Atoll geworden sein. Die folgende Figur (Fig. 99) soll die Umwandlung eines Küstenriffes in ein Dammriff und schließlich in ein Atoll anschaulich machen.

Fig. 99.



Erste Periode: Küstenriff; zweite Periode: Dammriff; dritte Periode: Atoll.

So wird der Korallenkranz, der sich anfangs verschönernd und beschützend um den Fuß der hohen Berginsel schlang, später zu ihrem Denkmal und gibt allein noch Kunde von ihrem früheren Dasein. Jedes Atoll ist daher der Grabstein einer versunkenen Insel und die vielen Atollinseln des großen Oceans erzählen uns von einem untergegangenen Continent der Südsee. Während dort der Boden sich senkt, hat er sich in anderen Hemisphären der Erde gehoben. Die Kalkgebirge unseres Continentes, deren schroffe Felswände, deren jähe Abstürze zur malerischen Schönheit der Landschaft beitragen, sind zum großen Theile nichts anderes als gehobene Korallenriffe früherer Perioden und wir erkennen daran, wie ganz anders die Klimaverhältnisse in jenen Perioden gewesen sein müssen und wie unermeßlich die Zeiträume sind, welche die Entwickelungsgeschichte unserer Erde umfassen.

Muschelbänke. Zahlreiche Arten von Echinodermen und Mollusken, unter den Muschelthieren namentlich Ostreen, Chamaceen, Mytiliden, Aviculaceen, Mactra u. s. w., unter den Schnecken Turbo, Trochus, Litorinella, Cerithium u. s. w., unter den Echinodermen die Cidariten, Crinoideen u. s. w. leben in so außerordentlicher Individuenanzahl gesellig nebeneinander, daß sie auf dem Meeresboden und auf Felsbänken dichtgedrängte Haufen, sogenannte Muschelbänke, (Austernbänke, Perlausternbänke u. s. w.) bilden, und daß die Schalen der todten Thiere zu Millionen an den Küsten angeschwemmt oder auf dem Boden flacher Meeresbuchten abgelagert, und mit mehr oder weniger schlammigen und sandigen Theilen vermengt die Bildung von mergeligen und sandigen Kalksteinen veranlassen.

Werfen wir zum Schluße einen Rückblick auf die in diesem dritten Abschnitte berührten Thatsachen, so überzeugen wir uns, daß die Erde in beständiger, wenn auch

langsamer Umwandlung begriffen ist. Wir haben gesehen, wie die geheimnißvollen vulkanischen Kräfte der Tiefe gegen die Oberfläche wirken, wie durch Hebungen und Senkungen des Bodens die Niveauverhältnisse von Meer und Festland sich ändern, wie das Wasser und seine Verbündeten einen langsamen aber um so hartnäckigeren Krieg gegen alles Feste führen, und wie die Arbeit der kalkbildenden Thierchen im Ocean und der Kohlenstoff liefernden Pflanzen auf dem Festlande mit beiträgt und beigetragen hat zu den großartigsten und wichtigsten Bildungen. Alle diese Thatsachen geben uns den Schlüssel an die Hand zum richtigen Verständniß der geologischen Ereignisse der Vergangenheit, mit welcher wir uns im vierten Abschnitt beschäftigen.

Vierter Abschnitt.

Die Entwickelungsgeschichte der Erde (historische Geologie und Stratigraphie).

Die Weltgeschichte reiht die Thaten der Menschen an einander, welche diese im Verlauf der Jahre vollbracht haben, und zeigt daran den Menschengeist, wie er sich in der Zeit entwickelt und bestimmt. In ähnlicher Weise verfährt die Wissenschaft der Geologie, sie lehrt uns die allmählige Fortbildung der Erdrinde und ihrer Bewohner von der ältesten Zeit bis zur jetzigen. Da jede Gesteinsschichte das Bildungsproduct eines gewissen Zeitraumes ist, und die Reihenfolge der Uebereinanderlagerung mehrerer solcher Schichten eine historische sein muß, so leuchtet ein, daß sämmtliche Schichten in ihrer natürlichen Uebereinanderlagerung oder in der Reihenfolge ihrer Bildung, und mit ihrem gesammten petrographischen und paläontologischen Inhalt, gleichsam eine steinerne Denkschrift der Geschichte der Erde darstellen. Die Stratigraphie oder Schichtenbeschreibung lehrt uns daher gleichzeitig auch die Entwickelungsgeschichte der Erde. Unsere Vorstellungen über den Entwickelungsgang dieser Geschichte müssen aber abhängig sein von der Summe der Thatsachen, welche einerseits die genaue Erforschung der einzelnen Schichten und Formationen, andererseits die Beobachtung der an der Erdoberfläche verändernd wirkenden geologischen Agentien, die wir im dritten Abschnitt geschildert haben, festgestellt hat. Die Ansichten über den Verlauf der Erdgeschichte haben sich daher während des Fortschrittes der Wissenschaft oftmals verändert und sind auch jetzt noch vielen Wandlungen unterworfen.

Entwickelungsgang der Erdgeschichte. Bei den Geologen der älteren Schule war die Ansicht vorherrschend, daß der Entwickelungsgang der Erde ein stürmischer, tumultuarischer gewesen sei (Revolutionstheorie). Mit einem Ruck ließen sie Gebirge plötzlich aus Spalten aufsteigen, gewaltige Fluthen über das Festland hereinbrechen, Meerengen zerreißen u. dgl. In den Vorzeiten unseres Planeten sollten gewaltigere Kräfte als die gegenwärtig wirkenden die Gestalt der Erdoberfläche in jähem Wechsel verändert haben. Hand in Hand mit diesen gewaltsamen von Periode zu Periode eintretenden Störungen im Gleichgewicht zwischen Starrem und Flüssigem, ging nach der Anschauung der „Katastrophisten“, wie die Anhänger dieser Schule genannt werden, die periodische Vernichtung und

Neuschaffung des Lebens an der Erdoberfläche. Es galt als eine feststehende Thatsache, daß die Species unveränderlich sei und daß keine fossile Thier- oder Pflanzenform in mehreren Formationen nach einander vorkomme, da jede neue Formation wieder eine Neuschöpfung enthalte nach jedesmaliger Vernichtung der älteren. Die Hauptvertreter dieser Ansichten waren in Deutschland Leop. v. Buch und Alex. v. Humboldt, in Frankreich Cuvier, Elie de Beaumont und d'Orbigny.

Dieser älteren Schule gegenüber gründete der englische Geologe Sir Charles Lyell die moderne Schule, welche sich zur Aufgabe setzt, selbst die größten Veränderungen, welche an der Erdoberfläche im Laufe der Zeiten vor sich gegangen sind, durch die jetzt noch wirkenden unscheinbaren, aber mit der Zeit die großartigsten Endresultate hervorbringenden Kräfte der Natur zu erklären. Die Lehre Lyell's war ein wichtiger Schritt zu strengeren und reiferen Ansichten. Die Geschichte der Erde ist nach dieser neueren Anschauung eine allmählige, ruhige, friedliche, nur selten durch Katastrophen unterbrochene Entwickelung (Evolutionstheorie). „Der Puls im Leben der Erde hat von Anbeginn ungefähr denselben Takt gehalten, wie heute."

Nachdem so die Geologie die alte Ansicht von dem tumultuarischen Entwickelungsgang der Erdgeschichte aufgegeben, mußten auch neue Ansichten über die Entwickelungsgeschichte der Thier- und Pflanzenwelt Eingang finden. Dieß geschah durch die Descendenztheorie und die Darwin'sche Lehre von der Entstehung der Arten, wornach die organische Welt als eine ungeheuere Entwickelungsreihe erscheint, in welcher die späteren und höheren Formen aus den früheren und niederen durch allmählige Umwandlung im Laufe langer Zeiträume hervorgehen. Nach dieser Anschauung ist die Species veränderlich, die Geschlechtslinien der Wesen laufen gegen einen Anfangspunkt in der fernsten Vergangenheit zusammen. Alle lebenden Wesen stellen sich als Zweige eines einzigen kolossalen Stammbaumes dar, und die geologische Altersfolge der Pflanzen und Thiere läuft parallel mit ihrer phylogenetischen Entwickelung oder mit ihrer Genealogie. (Siehe Anh. Tab. II.)

Diesen neueren Anschauungen hat B. v. Cotta in seiner „Geologie der Gegenwart" einen bestimmteren Ausdruck gegeben. Er bezeichnet das allgemeine Naturgesetz, welches den Entwickelungsgang der Erde beherrscht, als das Gesetz der allmähligen Entwickelung durch stete Summirung der Einzelnwirkungen, ein Gesetz, von welchem Darwin's Artentheorie nur eine specielle Anwendung auf das organische Leben ist. Im Verlaufe der Erdgeschichte sind unzählige Vorgänge und dadurch Aenderungen der Zustände nach einander eingetreten, welche alle gewisse dauernde Folgen hinterlassen haben. Die Mannigfaltigkeit der Erscheinungsformen ist somit eine nothwendige Folge der Summirung von Resultaten aller Einzelnvorgänge, die nacheinander eingetreten sind. Je länger dieser Summirungsproceß dauerte, je mehr Einzelnresultate er nacheinander anhäufte, um so größer ward sein Erfolg; wir haben somit im gegenwärtigen Zustand der Erde das für jetzt mannigfaltigste Endresultat vor uns, welches aber natürlich nicht einen wirklichen, sondern nur einen augenblicklichen Abschluß darstellt.

Die chronologische Aufeinanderfolge der Hauptwirkungen und Aenderungen läßt sich in sieben Perioden oder Stadien darstellen, wobei jede Wirkung von ihrem Eintritt an constant bleibt, die einzelnen Stadien jedoch durchaus nicht scharf von einander getrennte Abschnitte darstellen. Diese Wirkungen, wie sie der Reihe nach in der Geschichte der Erde hervortreten, sind: 1. Wirkungen der Gravitation, 2. der Wärme-Ausstrahlung, 3. der chemischen Verwandtschaft (Krystallisation), 4. des Wassers, 5. des organischen Lebens, 6. des Eises, 7. der Geistesthätigkeit. Entsprechend der Reihenfolge der Wirkungen reihen sich daher die Vorgänge während der Entwickelungsgeschichte der Erde nach Cotta in folgenden sieben Stadien aneinander.

Erstes Stadium. Die gesammte Erdmasse war in gasförmigem Zustand, ein Gasball mit immenser Temperatur, den Gesetzen der Gravitation unterworfen.

Zweites Stadium. Wärmeabnahme durch Wärmeausstrahlung in den kälteren Weltraum bedingte die Aenderung des Aggregatzustandes eines Theiles der Stoffe des Erdballs. Ein Theil der gasförmigen Stoffe ging in den flüssigen Zustand über; es bildete sich ein flüßiger von einer Gashülle umgebener Erdkern, und wir haben in diesem zweiten Stadium also schon zweierlei Zustände und zweierlei Substanzen statt der vorher einförmigen Gasanhäufung.

Drittes Stadium. Durch weitere Abkühlung erstarrt ein Theil des flüssigen Kerns. Es bildet sich eine aus Mineralsubstanzen bestehende feste Gesteinskruste um den flüssigen Kern, umgeben von einer Gashülle. Bei völliger Ruhe würde diese Gesteinskruste sehr einförmig und gleichmäßig ausgefallen sein; es waren aber von Anfang an Ursachen vorhanden, welche eine solche Ruhe und Einförmigkeit verhinderten, z. B. die veränderlichen Anziehungsrichtungen von Sonne und Mond, die noch jetzt Ebbe und Fluth bedingen. In solchen Bewegungen und Störungen des Gleichgewichtes sind die ersten Ursachen von Berstungen der sich bildenden Erstarrungskruste, und vom Eindringen der flüssigen Innenmasse in Zerspaltungen dieser Kruste zu suchen, also die ersten Ursachen von eruptiver Gesteinsbildung, die seither ein stets sich wiederholender Vorgang geblieben.

Viertes Stadium. Durch noch größere Abkühlung wird auf der Oberfläche der festen Erdkruste Wasserbildung möglich, und von da an Wasserwirkungen. Zwischen die feste Kruste und die Gashülle tritt demnach eine unterbrochene Wasserschichte; damit tritt ein neues, höchst wichtiges Agens an der festen Erdoberfläche in Thätigkeit und wirkt durch alle späteren Zeiten fort. Es begann also von diesem Zeitpunkt an auch der ungemein einflußreiche Proceß der sedimentären Ablagerungen, sowohl durch chemische Auflösung und Niederschlagung, als durch mechanische Ab- und Anschwemmung. Es fehlt diesem Stadium jedoch noch alles organische Leben.

Fünftes Stadium. Mit der Abkühlung bis zur Möglichkeit des organischen Lebens auf der Erde beginnt das fünfte Stadium. Wie Organismen aus unorganischen Stoffverbindungen entstanden, ist noch ein völlig ungelöstes Problem. Schon die ältesten versteinerungsführenden Schichten an der Basis des Silurischen zeigen einen überraschenden Reichthum an Formen und Individuen. Die Mannigfaltigkeit

dieser Organismen wird nun stetig vermehrt, wie die der unorganischen Verbindungen. Jede Aenderung der Erdoberfläche, welche den unorganischen Theil derselben betraf, bedingte auch eine Aenderung der Existenzbedingungen für die Organismen und veranlaßte auf diese Weise neue Entwickelungsformen, so daß wir uns also die Organismen in einer stetigen progressiven Fortentwickelung denken können. Können wir auch den Anfangszustand des organischen Lebens nicht bestimmen, so reicht doch die Darwin'sche Theorie hin, um die allmählige Umgestaltung der organischen Formen, die Entstehung neuer Arten zu erklären, und damit die Fortentwickelung der Formen von der paläozoischen Periode angefangen bis in die Jetztzeit zu verstehen.

Sechstes Stadium. Die Wärmeunterschiede der Sonnenbestrahlung machen sich mit fortschreitender Abnahme der Eigenwärme der Erde immer mehr geltend, es treten nach und nach Klimazonen — modificirt durch Oberflächenzustände — immer deutlicher hervor, bis endlich in den kältesten Regionen auch Eisbildung möglich ward. Von da an auch Eiswirkungen.

Siebentes Stadium. Im organischen Reich hat die Summirung der Resultate nicht nur immer mehr neue Einzelnformen bedingt, welche der stets größer gewordenen Mannigfaltigkeit ihrer Existenzbedingungen entsprachen sondern auch eine aufsteigende Organisation in einem Theile der Einzelnformen. Diese aufsteigende Organisation gibt sich zu erkennen namentlich in der immer vollständigeren Entwickelung des Nervensystems und seiner geistigen Functionen und gipfelt im Menschen, in welchem zuerst eine freie Entwickelung der Erscheinungen des geistigen Lebens uns entgegentritt. Bei Thieren nämlich erkennen wir eine wesentliche Zunahme der geistigen Functionen nur von Art zu Art; die gleichzeitigen und die aufeinander folgenden Individuen derselben Art unterscheiden sich nur wenig von einander. Beim Menschen dagegen finden wir nicht nur große individuelle Verschiedenheiten neben einander, sondern auch einen unverkennbaren Fortschritt des Wissens und Könnens mit der Zeit, d. h. in den aufeinander folgenden Generationen derselben formalen Species — einen Fortschritt, der auf diesem Gebiet dem der Formenentwickelung der übrigen Organismen entspricht, und der ebenfalls ein Resultat der Summirung ist. Der Mensch ist so der Ausgangspunkt eines besonderen organischen Reiches geworden, welches sich ähnlich über dem Thierreich erhebt, wie dieses über dem Pflanzenreiche.

Der Fortschritt der Organisation im Thierreich ist durch neue Formen, durch neue Species bezeichnet; beim Menschen durch Entwickelung des Gehirns und damit des geistigen Lebens. Ein Gedanke gebährt den anderen, eine Erfindung die andere und so fort und fort. Die Summe der geistigen Errungenschaften unserer Vorfahren befähigt uns zu immer weiterem Fortschritt. Die Geschichte des Menschengeschlechtes zeigt uns daher in sich wieder eine Entwickelungsreihe, analog der der organischen Formenspecies. Individuen und Nationen, Gedanken und Erfindungen vermehrten sich durch Summirung. Individuen, Nationen und selbst Erfindungen überlebten sich auch und starben aus wie Species; das Luntenschloß, das Steinschloß, das Ruderschiff, die Sanduhr z. B. sind solche ausgestorbene Erfindungen; aber alle früheren

Entdeckungen und Erfindungen wirkten auf alle späteren ähnlicher Art ein, wenn sie selbst auch wieder in Vergessenheit geriethen. Noch vermögen wir keine Grenze zu ahnen für die Entwickelung von Kunst und Wissenschaft, oder für die des Denkens, noch erscheint es daher unnöthig, daß eine ganz neue Phase der Lebensform nach der jetzt höchsten eintrete, am wenigsten aber läßt sich im Voraus bezeichnen, worin eine solche bestehen könnte.

Es ist in die Augen springend, daß der Zeitaufwand, den die moderne Geologie für die Bildung der Erde fordert, ein ganz anderer sein muß als nach den früheren Vorstellungen. Die Bedingung, unter der allein eine so ungeheuere Reihe von Umwandlungen organischer Wesen möglich und begreiflich ist, ist eine Zeitdauer der Erdgeschichte, die sich zu den Jahrtausenden der geschichtlichen Erfahrung und der Tradition verhält, wie Planetendistanzen zu den Dimensionen des Erdkörpers. — So verlangt die Geologie heutzutage nicht mehr, aber auch nicht weniger als das Zugeständniß einer Dauer der Erdentwicklung, die sich zu der gemeinen menschlichen Vorstellung von der Zeit verhält, wie, so lange die Erde als Mittelpunkt der Welt galt, die Vorstellung von den Entfernungen der Gestirne zu den wahren Dimensionen des Raumes. Im Fortgang der Erkenntniß erweitert sich das einemal die Vorstellung vom Raum, das anderemal die Vorstellung von der Zeit, und mit dieser Erweiterung erweitert sich beidemale auch das Arbeitsfeld der Wissenschaft und ihre Sehkraft; die rasch fortschreitende Forschung schiebt die Horizonte hinaus, bis der Gedanke da anlangt, wo er in der Ahnung des Unendlichen stille steht.

Noch ist es der Wissenschaft nicht gelungen, ein absolutes Zeitmaaß für die Dauer der Zeiträume zu finden, in welchen sich die Geschichte der Erde abspielte, oder die Zahl der Jahre zu berechnen, welche zum Aufbau der einzelnen Formationen nothwendig waren. Nur das relative Alter der einzelnen Schichten läßt sich, wie wir schon am Schluß des zweiten Abschnittes (S. 30) ausgeführt haben, feststellen. Auf dieser relativen Altersbestimmung der Schichten beruht die Reihenfolge der Formationen und die Eintheilung der Geschichte der Erde in die Perioden und Weltalter, deren Uebersicht wir gleichfalls schon früher (S. 31) gegeben haben.

Erstes Weltalter.

Die prozoische Periode oder die Urzeit der Erde.

Wo immer wir tiefer eindringen in das Innere der Gebirge, allenthalben stoßen wir auf krystallinische Silicatgesteine als die Grundlage aller organische Reste einschließenden Sedimente. Granit, Syenit, Grünsteine und Quarzporphyre, ferner Gneiß, Glimmerschiefer, Amphibolschiefer, Granulit und Phyllit, mit untergeordneten Massen von körnigem Kalk, Magnesit und Serpentin bilden das Grundgebirge der Erde. Die Verbreitung der krystallinischen Silicatgesteine geht, freilich vielfach unter der Decke jüngerer Bildungen verborgen, über die ganze Erde; überall sind sie einander so ähnlich, daß an einer uranfänglichen, unter gleichen Bedingungen vor sich gehenden Bildung derselben

nicht gezweifelt werden kann. Die deutsche Geologie nennt dieses krystallinische Grundgebirge das Urgebirge und bezeichnet die dasselbe zusammensetzenden Gesteine auch als Urgneiß, Urthonschiefer, Urkalk u. s. w. Mit der Entstehung der krystallinischen Schiefergesteine, die wir schon im ersten Abschnitt besprochen und aus der Zusammenwirkung von Wasser mit einem gewissen Grad von Wärme in der Zeit des Uebergangs der Erde aus einem glühenden Zustand in den einer ersten oberflächlichen Wasserüberdeckung herzuleiten versucht haben, fängt die Geschichte der Erde an, soweit sie Gegenstand der Geologie ist. Sie führen uns zurück in eine ferne Urzeit, in der chemische Processe und physikalische Kräfte allein herrschend wirkten und noch kein lebendes Wesen existirte, in eine gleichsam vorgeschichtliche prozoische Periode, auf welche erst mit dem Auftreten des organischen Lebens an der Erdoberfläche die eigentliche historische Zeit der Erdgeschichte, die paläozoische Periode beginnt.

1. Die Primitiv-Formation oder das krystallinische Gebirge.

Der Gesammtcomplex der krystallinischen Gesteine der prozoischen Periode heißt auch die Primitiv-Formation, sofern sie die erste ursprüngliche Bildung der Erde ist. Diese Formation gliedert sich im Allgemeinen in drei aus geschichteten krystallinischen Schiefergesteinen bestehende und von Eruptivgesteinen (hauptsächlich Granit und Syenit) mannigfaltig durchbrochene Hauptabtheilungen, die dem Alter nach in folgender Reihenfolge über einander liegen: 1. Gneißformation, 2. Glimmerschieferformation, 3. Phyllitformation. Diese drei Abtheilungen folgen häufig, aber nicht immer, concordant über einander; die Schichten sind auf's Mannigfaltigste dislocirt, gefaltet und gewunden. Sie erreichen, wo sie vollständig entwickelt sind, die außerordentliche Mächtigkeit von 30—40,000 Fuß, und sind mit ziemlich gleich bleibendem Charakter weit verbreitet in allen Continenten, in allen Zonen.

Fig. 100.



Eozoon canadense.

Die Primitivformation tritt in zwei charakteristisch verschiedenen geotektonischen Formen auf: Massengebirge bildend und die Mittelzonen oder Centralstöcke der Kettengebirge zusammensetzend. Beispiele sind das böhmisch-mährische Urgebirgsmassiv, das Massiv von Skandinavien und Finnland, das Urgebirgsmassiv von Nordamerika (Canada); die krystallinische Centralkette der Ost- und Mittelalpen, die Centralstöcke der Westalpen und der Karpathen.

Während man früher die ganze Primitivformation für azoisch (keinerlei organische Reste enthaltend) halten durfte, so ist es neuerdings gelungen, wenigstens in den oberen Abtheilungen derselben die ersten, freilich noch etwas unsicheren Spuren von organischem Leben nachzuweisen und zwar in einem Fossil, welches zuerst (1858) in Canada (Nordamerika) im krystallinischen Kalk der laurentischen Gneißformation, später auch im Urkalk von Schottland und Skandinavien, im südlichen Böhmen (bei Krumau) und im bayerischen Wald entdeckt wurde. Man hat diesem Fossil, das

als ein eigenthümliches Gemenge von Serpentin und Kalk erscheint (Fig. 100), in welchem Dawson und Carpenter bei mikroskopischer Untersuchung Spuren von organischer Structur nachgewiesen haben wollen, den Namen Eozoon canadense (canadisches Morgenwesen) gegeben, und betrachtet die Eozoonreste als Riesenformen von Foraminiferen, die zu enormen Stöcken zusammenwuchsen und in den ältesten Zeiten förmliche Kalkriffe bildeten, wie später die Korallen. Nach dieser Ansicht wäre dann der krystallinische Kalk gleichfalls zoogener Natur. Indessen sind wiederholt Zweifel gegen die organische Natur der Eozoonreste ausgesprochen und dieselben von mehreren Forschern für nichts anderes als zufällige unorganische Mineralgemenge erklärt worden. Die Sache bedarf daher jedenfalls noch weiterer Untersuchungen, ehe man die organische Natur des Eozoon als eine unbestreitbare Thatsache ansehen darf.

Die Primitivformation ist überaus reich an nutzbaren Mineralien. Mit Ausnahme von Schwefel, Kohle, Petroleum und Gyps enthält dieselbe fast alle Stoffe, welche die unorganische Natur dem Menschen zur Benützung bietet: Metalle, Erze, Kalksteine, Graphyt, Edelsteine. Die alten Bergleute hatten die Idee von einem Metallbaum, der im Centrum der Erde wurzle und seine Aeste und Zweige gegen die Oberfläche hin aussende. Wir dringen nur bis zu den kleinsten äußersten Zweigen, die Aeste aber und den Stamm hat noch kein menschliches Auge geschaut. Ist diese Vorstellung auch nur eine bildliche, so entspricht sie doch im Ganzen der Wirklichkeit. Wohl dringen etliche Erzgänge noch in das höhere sedimentäre Gebirge, namentlich in die Formationen der paläozoischen Periode, allein das krystallinische Gebirge, in den Bergwerksländern geradezu das Ganggebirge oder das „Erzgebirge" genannt, ist es, in welchem die reichsten und mannigfaltigsten Erzlager und namentlich auch die edlen Metalle vorkommen: Gold, Silber, Platin. Sämmtliche eigentlichen Edelsteine: Diamant, Rubin und Saphir, Spinell, Chrysoberyll, Smaragd, Aquamarin, Hyacinth (Zirkon) und Topas, auch die Halbedelsteine: Granat, Beryll, Turmalin und die vielen buntgefärbten Quarz-Varietäten gehören dem krystallinischen Gebirge an. Die meisten Edelsteine werden freilich ebenso wie Gold und Platin in Wäschen aus dem sogenannten Seifengebirge gewonnen, wie man die durch Verwitterung und Zerbröckelung des Urgebirges entstandenen Schuttablagerungen nennt.

Zweites Weltalter.

Die paläozoische Periode oder das Alterthum der Erde.

Von der Zeit an, da Luft und Wasser zerstörend auf das während des ersten Weltalters gebildete krystallinische Grundgebirge einwirkten, ist die Geschichte der Erdoberfläche, abgesehen von den wiederholten Eruptivbildungen, eine Geschichte der Zerstörung früher gebildeter Gesteinsmassen und eine Umbildung derselben zu neuen Gesteinen und Schichten, in welchen wir eine fortwährende Wiederholung von Conglomerat- und Sandsteinbildungen, sowie von Schiefer-, Mergel- und Kalkabsätzen theils aus Salzwasser, theils aus Süßwasser wahrnehmen. Die älteren Schichten haben stets

wieder das Material für die jüngeren abgegeben. Mit dem zweiten Weltalter beginnt daher die lange Reihe der aus dem Wasser auf mechanischem Wege abgesetzten sedimentären Bildungen, welche in ihren Schichten gleichzeitig deutliche Reste thierischer und pflanzlicher Wesen einschließen. Denn Hand in Hand mit jener wechselnden Umbildung der todten Natur gieng auch der Wechsel in der lebenden Natur.

Die Versteinerungen. Die Pflanzendecke der Gegenwart ist nicht die erste, welche sich die Erde während ihres Daseins gab, ebensowenig die jetzt lebende Thierwelt. Von jenem durch unermeßliche Zeiträume von der Gegenwart getrennten Zeitpunkte an, da die physikalischen Verhältnisse der Erdoberfläche nach dem Schlusse des ersten Weltalters ein reicheres organisches Leben zuerst möglich machten, sind ganze Generationen von Thieren und Pflanzen erschienen und wieder verschwunden. Wir finden ihre Ueberreste als Versteinerungen (Petrefacte oder Fossilien) wieder, oft nur kümmerliche Spuren, in welchen nur ein geübtes Auge die ursprüngliche Form herauszufinden vermag, oft so wohlerhalten, als wären sie eben erst eingebettet worden. Je weiter wir aber zurückgehen in der Zeit oder in dem Alter der Schichten, desto fremdartiger, mit lebenden oft kaum vergleichbar werden diese Formen, und die großartige Thatsache, welche uns das Studium dieser Versteinerungen, oder die Wissenschaft der Paläontologie lehrt, ist die, daß die Pflanzenwelt und ebenso die Thierwelt eine lange Geschichte hat, die innig mit der Entwicklungsgeschichte der Erde verknüpft und nur durch diese verständlich ist. Die organisirten Wesen haben eine allmählige Entwicklung von Form zu Form und zwar von niederen zu immer höheren Formen durchlaufen, ehe sie zu ihrer gegenwärtigen mannigfaltigen Gestaltung gelangten. Sie haben sich in den verschiedenen Perioden der Erdbildung allmählig verändert. Einzelne Arten verschwinden bald, andere erhalten sich mehr oder minder lang, aber nach längeren Zeiträumen sind Faunen und Floren gänzlich umgestaltet, ohne daß plötzlich totale Veränderungen stattgefunden hätten. Beobachtet man in einzelnen Gegenden scharfe Abgränzungen, welche zur Annahme scharf begrenzter Formationen Veranlassung gegeben haben, so darf man dieselben doch nur als locale Erscheinungen auffassen, herrührend von Aenderungen der physikalischen Verhältnisse in diesen Gegenden, die sich aber nicht über die ganze Erdoberfläche erstreckten und den allmähligen Fortschritt in andern Gegenden nicht unterbrochen haben.

Wie in der unorganischen Natur, so hängen also auch in der organischen Natur Gegenwart und Vergangenheit als eine ununterbrochene Entwickelung zusammen, die freilich noch nicht vollkommen in allen ihren einzelnen Theilen erkannt ist, die aber selbst bei der noch lückenhaften Kenntniß unserer Tage und bei aller Unvollständigkeit und Unvollkommenheit der Schöpfungsurkunden, welche unsere geologischen Museen und Sammlungen aufbewahren, den großen Plan, nach welchem die Lebensformen an der Erdoberfläche in einer aufsteigenden Reihe auf einander gefolgt sind, ahnen läßt.

Die Petrefacten sind jedoch für den Geologen auch och in anderer Beziehung von Wichtigkeit. Wo man nämlich eine directe Uebereinanderlagerung der Schichten

oder Formationen nicht beobachten kann, oder wo in der regelmäßigen Aufeinanderfolge der Schichten sich Lücken finden, da wäre es in vielen Fällen bei den sich vielfach wiederholenden und in ihrer Gesteinsbeschaffenheit oft ganz ähnlichen Schichten und Lagern der verschiedenen Formationen geradezu unmöglich, das gegenseitige Alter derselben richtig zu bestimmen.* Da sind es nun die Versteinerungen, die oft den besten Fingerzeig abgeben. Denn nicht regellos zerstreut liegen die verschiedenen Formen der untergegangenen Thier- und Pflanzenwelt durch und neben einander, sondern in Folge des fortschreitenden Entwicklungsganges des organischen Lebens während der Bildungsgeschichte der Erde hat jede Schichte ihre besonderen Pflanzen- und Thierformen oder ihr eigenthümliche Arten, wie sie eben jener Zeitperiode, in welcher die Schichte gebildet wurde, entsprechen. Die Petrefacten sind daher bezeichnend und zum größeren Theile leitend (Leitfossilien) für die einzelnen Formationen. „An ihnen erkennt der Geognost das Alter der Schichte, wie der Architekt am Baustyl einer Kirche das Jahrhundert erkennt, in welchem die Kirche erbaut wurde, oder wie eine Münze, ein Schwert oder Speer als Beigabe in einem Grabe die Zeit und das Volk erkennen läßt, das hier seine Todten bestattet hat.“ Man hat deßhalb die Petrefacten mit Recht die „Denkmünzen der Schöpfung“ genannt.

Die paläozoische Periode (von παλαιός alt) ist diejenige Periode, in welcher die ältesten Thiere und Pflanzen auf der Erde lebten. Eine fremdartige, wunderbar gestaltete, an Formen verhältnißmäßig arme, aber an Individuen reiche Welt tritt uns in den Bildungen dieser Periode entgegen. Sowohl ihrem äußeren Ansehen nach als auch in ihrem inneren Bau entfernen sich die fossilen Organismen dieser ältesten Zeit weiter von den Organismen der gegenwärtigen Schöpfung, als die fossilen Reste der mesozoischen und kanäozoischen Periode. Bei vielen läßt sich kaum die Familie oder Ordnung erkennen, in welche sie unter den lebenden einzureihen sind; der Art (Species) nach sind sie ohne Ausnahme von den jetzt lebenden Thieren und Pflanzen verschieden; die Arten sind also alle erloschen. Die Flora der paläozoischen Periode wird fast ausschließlich durch kryptogamische Pflanzen gebildet. Seetange, Farnkräuter, bärlappartige Pflanzen (Lycopodiaceen) und Schachtelhalme oder Schafthalme (Equisetaceen) sind die vorherrschenden Formen. Unter den Phanerogamen sind die Monocotylebonen selten, und die Dicotylebonen, also alle Laubhölzer, und die meisten Formen der krautartigen Pflanzen fehlen noch ganz. Auch die Beschränktheit der Anzahl der Arten im Vergleich zu dem Pflanzenreichthum der Jetztwelt ist auffallend. Während die gegenwärtige Flora von Europa allein aus gegen 6000 Phanerogamen und 5000 Kryptogamen besteht, so übersteigt die Zahl sämmtlicher aus der paläozoischen Periode bekannten Pflanzenarten nicht 600, und da diese sich noch auf Schichten verschiedenen Alters vertheilen, so glaubt Brongniart annehmen zu dürfen, daß nie mehr als etwa 100 Species ganz gleichzeitig während der paläozoischen Periode auf der Erde gelebt haben. Die Abwesenheit der Dicotylebonen und das fast völlige Fehlen der Monocotylebonen erklärt zum Theil diese geringe Anzahl; denn die genannten beiden großen Abtheilungen machen wenigstens $^4/_5$ sämmtlicher Pflanzenarten der gegenwärtigen Schöpfung aus. Aehnlich verhält sich auch die

Fauna. Von den großen Abtheilungen der Wirbelthiere, welche in der Gegenwart über alle Theile der Erde verbreitet sind, fehlen die Säugethiere und Vögel durchaus. Die Amphibien und Reptilien weisen einige wenige Formen auf, und nur die Fische sind in größerer Anzahl vertreten. Die Hauptrolle spielen wirbellose Thiere aus den Ordnungen der darmlosen Thiere (Korallen), Stachelhäuter, Weichthiere und Gliederfüßler.*)

Das Klima während der paläozoischen Periode war wohl im Allgemeinen ein warmes, und in seinen extremen Gegensätzen noch keineswegs so ausgebildet wie jetzt. Daraus nur läßt sich erklären, daß nicht blos die Familien und Geschlechter der Organismen dieser Periode über die ganze Erdoberfläche eine große allgemeine Aehnlichkeit haben, sondern daß selbst einzelne Species (von Korallen und Brachiopoden) in den entferntesten Theilen der Erde, im arktischen Rußland und in Nord-Amerika, am Cap, in Australien und in Europa als übereinstimmend erkannt worden sind. Einerlei Pflanzenwuchs, einerlei Thierbevölkerung zeichnet den Charakter der kleinen flachen Festlandsinseln und des weiten uferlosen Oceans der paläozoischen Periode aus.

Man hat vier Hauptformationen als Bildungen dieser Periode unterschieden: die silurische, devonische, carbonische oder Steinkohlen-Formation und die permische oder Dyas-Formation, und bezeichnet dieselben als die primären Formationen. Im europäischen Rußland kommen alle vier Formationen in regelmäßiger und fast ungestörter Lagerungsfolge neben- und übereinander vor; in den Alleghanies in Nordamerika ist die Reihenfolge vollständig bis auf die permische Formation, in Böhmen fehlt nur die devonische Formation.

Cambrisches System. Den Uebergang von der Primitiv-Formation zum Silurischen bildet in manchen Gegenden eine sehr mächtige Schichtenreihe, die man neben jenen vier Formationen noch als eine besondere Formation, als cambrische Formation oder cambrisches System (von Cambria, dem alten Namen von Wales) unterschieden hat. Sie besteht in Nord-Wales und in Irland aus Conglomeraten, Sandsteinen, Quarziten und Thonschiefern, in welch letzteren man organische Reste entdeckt hat, und zwar wurmförmige Abdrücke, die man als Spuren von Ringelwürmern (Anneliden) ansieht, ferner höchst eigenthümlich gestaltete Reste, denen Forbes den Namen Oldhamia antiqua gab (Fig. 101), und von welchen es zweifelhaft ist, ob man sie zu den Seegräsern, zu den Bryozoen oder Anthozoen stellen solle. Wie dem auch sei, diese Oldhamien sind, wenn man von dem zweifelhaften Eozoon absieht, die ältesten unzweifelhaften organischen Reste, die man kennt.

Fig. 101.



Oldhamia antiqua.

Auch in Böhmen liegt, wenn man die Urthonschiefer, welche in England mit zum cambrischen System gerechnet werden, wegen

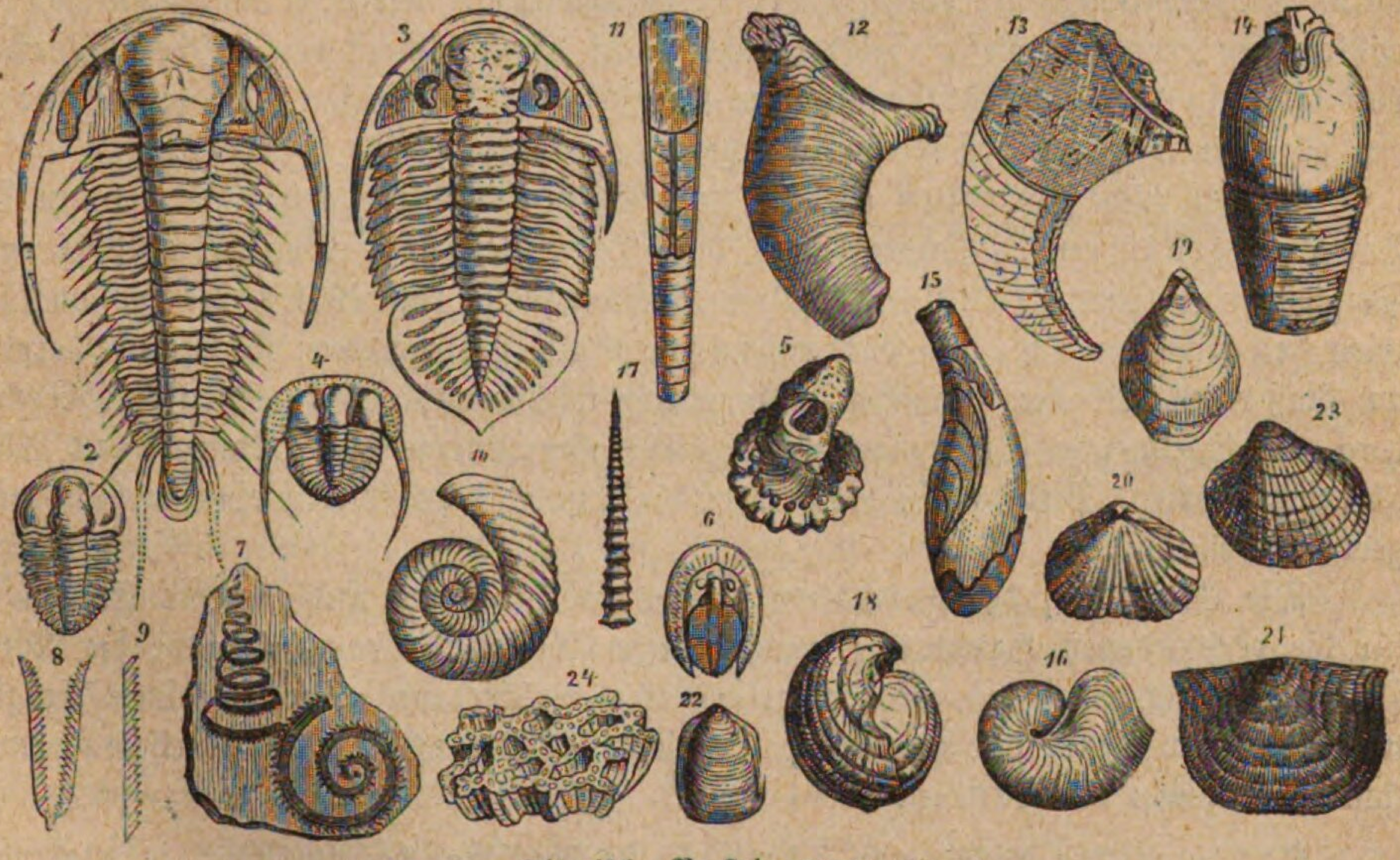
*) Vgl. Anhang Tabelle IV.

ihres krystallinischen Charakters zur Primitivformation stellt, zwischen diesen und der silurischen Formation noch eine sehr mächtige und ein beträchtliches Verbreitungsgebiet besitzende Gruppe von Schiefern, die sog. Přibramer Schiefer, welche einem Theil der cambrischen Formation entsprechen, und in welchen Prof. Fritsch gleichfalls Wurmgänge gefunden hat.

2. Die silurische Formation oder das Zeitalter der Trilobiten.

Früher von den deutschen Geologen mit der devonischen Formation zum Uebergangs- oder Grauwackengebirge gerechnet, wurde diese Formation erst im Jahre 1833 von dem verstorbenen englischen Geologen Sir Roderick Murchison als selbstständige Schichtenreihe vom Devonischen getrennt, und nach dem alten keltischen Volksstamm der Siluren benannt, der jene Theile des heutigen Wales bewohnte, wo die Formation besonders schön entwickelt auftritt. Ihre Mächtigkeit erreicht in manchen Gegenden wohl 30,000 Fuß. Die petrographische Zusammensetzung ist eine sehr mannigfaltige aus Conglomeraten, Sandsteinen (Grauwacken), Thonschiefern, Kalken und Grünsteinen. Von Pflanzen kennt man in den silu-

Fig. 102.



Silurische Versteinerungen.

1 Parodoxides bohemicus. 2 Ellipsocephalus Hoffi. 3 Dalmanites Hausmanni. 4 Trinucleus ornatus. 5 Phacops cephalotes. 6 Harpes venulosus. 7 Graptolithus turriculatus und Grapt. convolutus. 8 Grapt. bifidus. 9 Grapt. Römeri. 10 Lituites. 11 Orthoceras. 12 Phragmoceres. 13 Cyrtoceras. 14 Gomphoceras. 15 Ascoceras. 16 Bellerophon bilobatus. 17 Tentaculites ornatus. 18 Pentamerus Knightii. 19 Terebratula melonica. 20 Rhynchonella Wilsoni. 21 Strophomena (Leptaena) depressa. 22 Lingula Davisii. 23 Cardiola interrupta. 24 Halysites (Catenipora) catenularius.

rischen Schichten nur Seetange (Buthotrephis antiqua), Landpflanzen fehlen vollständig, daher auch keine Kohlenflötze in dieser Formation; ebenso fehlen Landthiere. Daraus läßt sich schließen, daß festes Land in der silurischen Zeit noch gar nicht, oder doch in ungleich geringerer Ausdehnung als später vorhanden war. Da noch keine größeren Festländer vorhanden waren, so kann auch die Abwesenheit von Süßwasserbildungen, wie sie in den späteren Formationen vorkommen, in der Reihe der silurischen Ablagerungen nicht befremden. Die silurischen Schichten sind rein marinen Ursprungs und enthalten durchaus nur Meerthierreste, und zwar: Gliederfüßler, Weichthiere und Strahlthiere (Anthozoen und Crinoideen). Die Trilobiten (Dreilappthiere), eine eigenthümliche ausgestorbene Familie von krebsartigen Thieren, von welchen sich nur einige ganz entfernte Seitenverwandte in den jetzt lebenden Süßwassergeschlechtern Apus und Branchipus nachweisen lassen, spielen die Hauptrolle. Weiter sind als leitende Organismen zu nennen: Halysites, die Kettenkoralle; Graptolithen (Schriftsteine), die Arme von Strahlthieren; Seelilien (Crinoideen); zahlreiche Geschlechter von Kopffüßlern (Cephalopoden), wie: Orthoceras Geradhorn, Cyrtoceras Krummhorn, Gomphoceras Keulhorn, Phragmoceras Bogenhorn, Lituites Krummstab; ferner von Armfüßlern (Brachiopoden), wie: Terebratula, Spirifer, Rhynchonella, Pentamerus, Orthis, Strophomena, Lingula. Die Vertretung der Wirbelthiere ist beschränkt auf vereinzelt vorkommende, unvollkommen erhaltene Reste (Floßenstacheln und Hautschilder) von Fischen (Onchus und Thelodus) aus der Abtheilung der Knorpelfische (Placoiden), die jedoch nur in den oberften Schichten der Formation gefunden werden.

Die silurische Formation enthält die reichsten Goldlagerstätten der Erde in der Form von goldführenden Quarzgängen, durch deren Zertrümmerung das goldführende Seifengebirge entstanden ist. Die alten Goldbergbaue von Wales, die Goldwäschereien des Urals z. Th., und das australische Gold gehören dem silurischen Terrain an. Außerdem sind die silurischen Ablagerungen überaus reich an Eisenerz (der Erzberg von Eisenerz in Steiermark, sowie die Linseneisenerze von Böhmen) und Bleiglanzlagerstätten (Přibram in Böhmen); Salz und Gyps spielen eine mehr untergeordnete Rolle.

Die Gliederung der Formation in Unterabtheilungen und einzelne Etagen ist für die verschiedenen Hauptverbreitungsgebiete (Böhmen, Grauwackenzone der Nordalpen, England, Rußland, Nordamerika) eine verschiedene. Die einzelnen Etagen werden in der Regel mit Localnamen bezeichnet. Wir wählen die silurische Formation in Böhmen als Beispiel.

Das silurische Becken von Böhmen. Die silurischen Schichten bilden in dem mittleren Theile von Böhmen ein elliptisch geformtes Becken, dessen Längsaxe zwischen Prag und Klattau in der Richtung von NO. nach SW. gestreckt 19 Meilen lang ist, während es von Přibram bis Rakonitz eine Breite von 8 Meilen hat. Im Osten, Süden und Westen ist die Auflagerung auf die älteren krystallinischen Gesteine beinahe überall deutlich, nur im Westen wird die Grenze theilweise durch überlagernde Schichten der Steinkohlen- und Dyasformation verdeckt. Gegen NO. dagegen ist das Becken offen, indem die Silurgesteine hier unter den überlagernden Kreide- und Diluvialgebilden verschwinden. In Folge der muldenförmigen Lagerung erscheinen rings an den Rändern des Beckens

die ältesten Schichten, und gegen die Mitte zu trifft man auf stets jüngere Ablagerungen. Die glänzenden Arbeiten Joachim Barrande's bilden die Grundlage unserer Kenntniß über die Schichtenfolge der silurischen Formation in Böhmen und ihre überaus zahlreichen, prächtig erhaltenen organischen Einschlüsse. Die nachstehende Tabelle gibt eine Uebersicht der Gliederung der böhmischen Silurschichten nach den einzelnen Etagen, wie sie von Barrande aufgestellt und von Lipold und Krejči mit Localnamen versehen wurden.

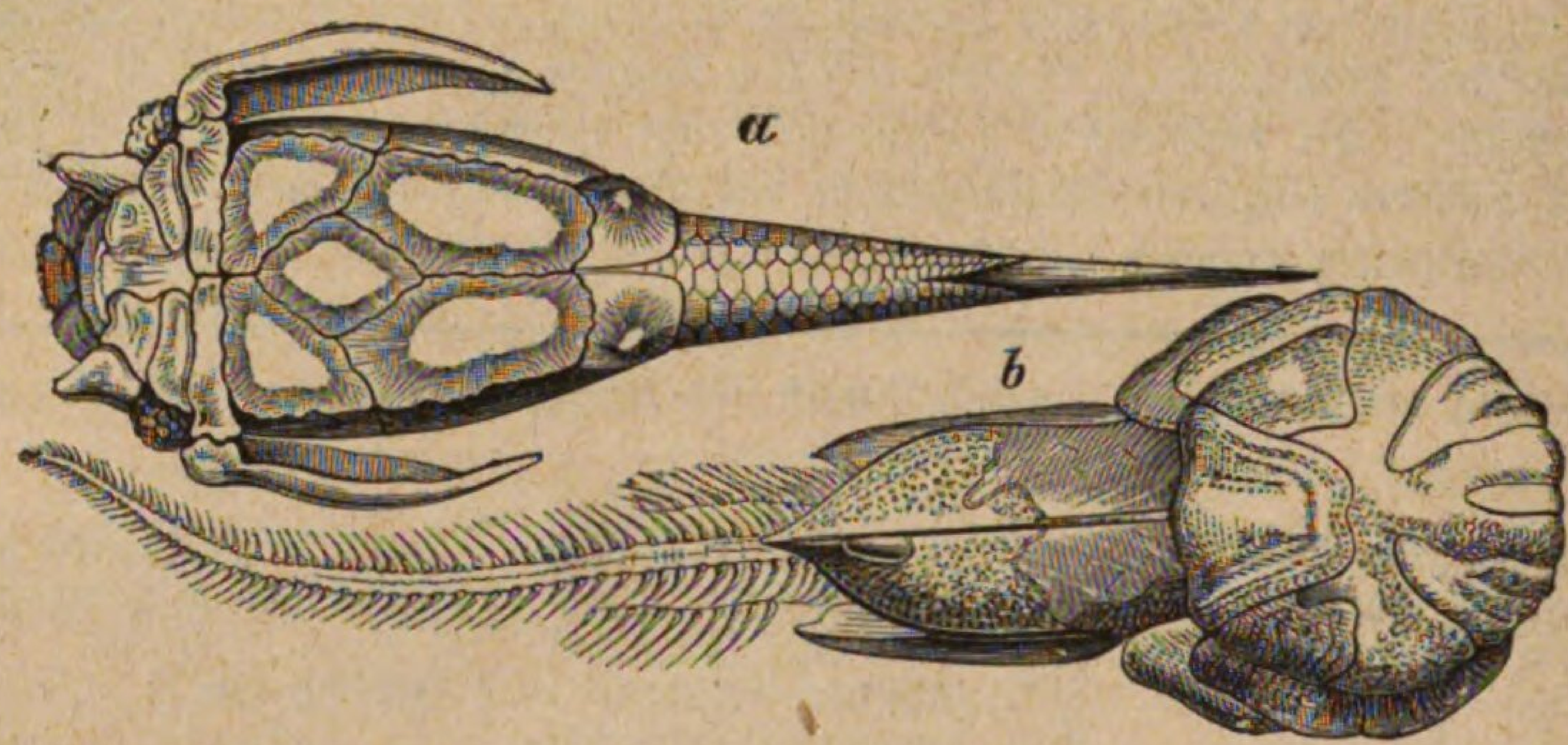
	Bezeichnung der Schichten	nach Lipold und Krejči	nach Barrande	
	Phyllitformation	Urthonschiefer	Krystallin. Schiefer A	Untersilurisch
	Cambrisches System	Přibramer Schiefer	Schiefer und Conglomerate Et. B.	
Silurische Formation	System der Primordial-Fauna	1. Přibramer Grauwacke		
		2. Ginetzer Schichten	Schiefer Et. C	
	Untersilurisches System mit der zweiten Fauna	3. Krušnahora Schichten	d^1 (Quarzit-Etage D)	
		4 Komorauer Schichten		
		5. Rokycaner Schichten		
		6. Bida-Schichten	d^2	
		7. Vinicer „ Hosto-	d^3	
		8. Zahořaner „ mitzer	d^4	
		9. Königshof „ Schichten	d^5	
		10. Kossower Schichten		
	Obersilurisches System mit der dritten Fauna	11. Littener „	Untere Kalk-Etage E	Obersilurisch
		12. Kuchelbader „		
		13. Koněpruser „	Mittlere Kalk-Etage F	
		14. Braniker „	Obere Kalk-Etage G	
		15. Hlubočeper „	Oberste Schiefer-Etage H	

3. Die devonische Formation oder das Zeitalter der Panzerfische.

Das jüngere Uebergangs- oder das obere Grauwackengebirge, zuerst von Murchison so benannt nach der englischen Grafschaft Devonshire, ist zusammengesetzt aus Grauwackensandstein, Thonschiefer (ausgezeichnete Dachschiefer) und Kalk (vorzügliche Marmorsorten); ferner aus rothen Conglomeraten und Sandsteinen (Oldred oder alter rother Sandstein der Engländer), endlich aus Grünsteinen (vorzugsweise Diabasen) und Grünsteintuffen. Die Mächtigkeit des Devon ist in verschiedenen Gegenden sehr verschieden bis zu 20,000 Fuß. Beim Eintritt des devonischen Zeitalters hatte das früher gebildete Festland bereits namhaft an Ausdehnung gewonnen. Das devonische Meer war daher beschränkter als das silurische, und neben rein marinen Schichten treten nun auch schon mächtige Ablagerungen auf, die zum Theil den Charakter von Strandbildungen, zum Theil den Charakter von Süßwasserbildungen an sich tragen. Wir rechnen hierher besonders den durch seine merkwürdige Fischfauna ausgezeichneten „alten rothen Sandstein" (Oldred) im südlichen Schottland.

Waren die Continente des silurischen und vorsilurischen Zeitalters kahl und todt, so bedeckten sie sich während der devonischen Periode mit einer Vegetation (Farnkräuter, Asterophylliten oder Sternblätter, und Lycopodiaceen oder Bärlappgewächse im Oberdevon), in welcher wir bereits die Vorläufer der Steinkohlenperiode begrüßen. Neben der Entstehung der Landpflanzen fällt auch das erste reichere Auf-

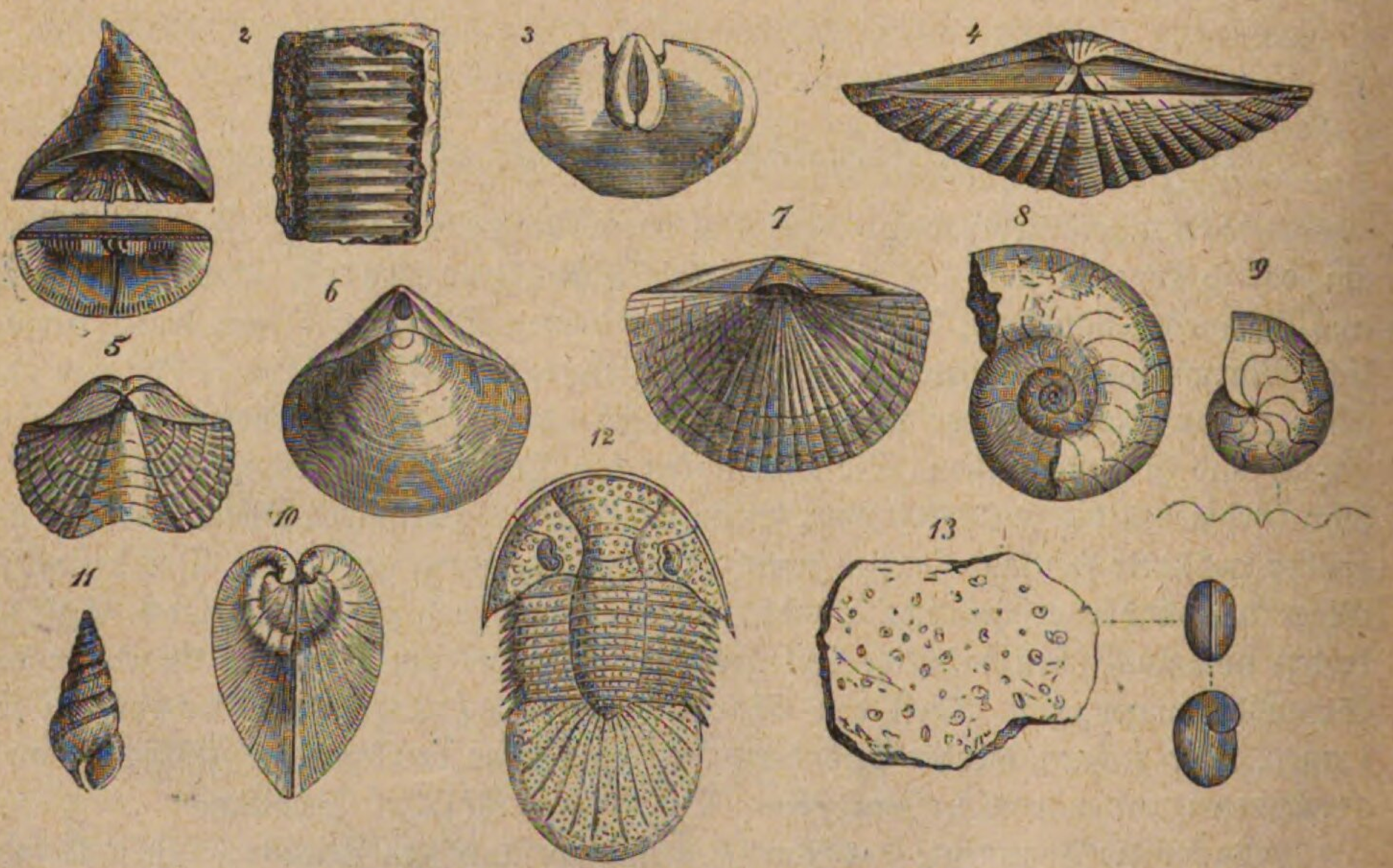
Fig. 103.



Fische aus dem alten rothen Sandstein von Schottland.
a Pterichthys cornutus, Flügelfisch, b Coccosteus decipiens.

treten von Wirbelthieren und zwar von Fischen in diese Periode; daher wird das devonische Zeitalter auch als Zeitalter der Fische bezeichnet. Freilich treten diese in ganz absonderlichen Formen auf, wie sie später niemals wieder erscheinen (Fig. 103).

Fig. 104.



Devonische Versteinerungen.
1 Calceola sandalina, die sog. „Pantoffelmuschel" eine Deckelkoralle. 2 Cyathocrinus, Schraubenstein. 3 Hysterolithes vulvarius. 4 Spirifer speciosus. 5 Spirifer ostiolatus. 6 Stringocephalus Burtini. 7 Orthis umbraculum. 8 Clymenia undulata. 9 Goniatites retrorsus. 10 Megaladon cucullatus. 11 Murchisonia bilineata. 12 Bronteus flabellifer. 13 Cypridina serrato-striata.

Coccosteus, Pterichthys, Cephalaspis aus dem schottischen Oldred u. s. w. sind Placodermen oder Panzer-Ganoiden, deren Kopf und Leib in dicke Knochenplatten gehüllt ist, während ihre Ruderorgane zum Theil Aehnlichkeit mit Krebsfüßen haben.

Unter den Gliederthieren gewinnen kleine Schalenkrebse (Cypridina) eine Bedeutung; gleichzeitig erstehen in Goniatites (der Name von der winkeligen Form der Loben) und Clymenia (nach der Nymphe Clymene) neue Cephalopoden-Geschlechter. Die Brachiopoden spielen sowohl in Steinkernen (Hysterolithen), als auch in mit Schale erhaltenen zahlreichen Arten der Geschlechter Spirifer, Orthis und Stringocephalus eine große Rolle. Unter den Korallen tritt als eine ausschließlich devonische Form das früher zu den Brachiopoden gestellte Geschlecht Calceola, die sog. „Pantoffelmuschel", eine Deckel-Koralle als wichtiges Leitfossil in den Vordergrund, während die sogenannten Schraubensteine die Steinkerne von Crinoiden-Stilgliedern sind.

Wie das Silur, so ist auch das Devon eine reiche Erzformation. Gold fehlt zwar, aber an die Stelle von Gold treten reiche Silber-, Blei-, Quecksilber- (Almaden in Spanien), Zink- und Eisenerzlagerstätten (im Siegenerland). Auch das Vorkommen von Kohlen und Petroleum gewinnt in dieser Formation bereits eine technische Bedeutung. Die großartigen unterirdischen Petroleum-Reservoirs im nördlichen Pensylvanien gehören dem obersten Devon an.

Das rheinische Schiefer- und Grauwackengebirge, dessen Kenntniß uns durch v. Dechen, Ferd. Römer, Friedol. Sandberger, Beyrich und Andere vermittelt wurde, gibt uns das beste Beispiel für die Gliederung der Formation in Deutschland.

Die devonische Formation breitet sich zu beiden Seiten des Rheins zwischen Bingen und Coblenz über die Ardennen, die Eifel, den Hunsrück, Taunus und Westerwald in der Richtung von West nach Ost aus, und wird eingetheilt in: 1. Unter-Devon: a) Grauwacke von Coblenz oder Spiriferensandstein, b) Wissenbacher Schiefer in Nassau. 2. Mittel-Devon: Eifeler Kalke und Mergel, Calceola-Schichten und Stringocephalenkalk, 3. Ober-Devon: Nierenkalkstein und Kramenzelstein oder Goniatitenkalk, Clymenienkalk und Cypridinenschiefer.

Devonische Schichten treten auch im mährischen Gesenke, in der Umgegend von Olmütz (Stringocephalenkalk von Rittberg) und in der mährischen Schweiz bei Blansko (Kalke mit Höhlen) auf. In den Alpen scheinen devonische Gebilde auf die östlichen Ausläufer in der Umgegend von Gratz, sowie am Semmering und am Wechsel beschränkt zu sein.

4. Die Steinkohlenformation (Carbonformation) oder das Zeitalter der Kryptogamen.

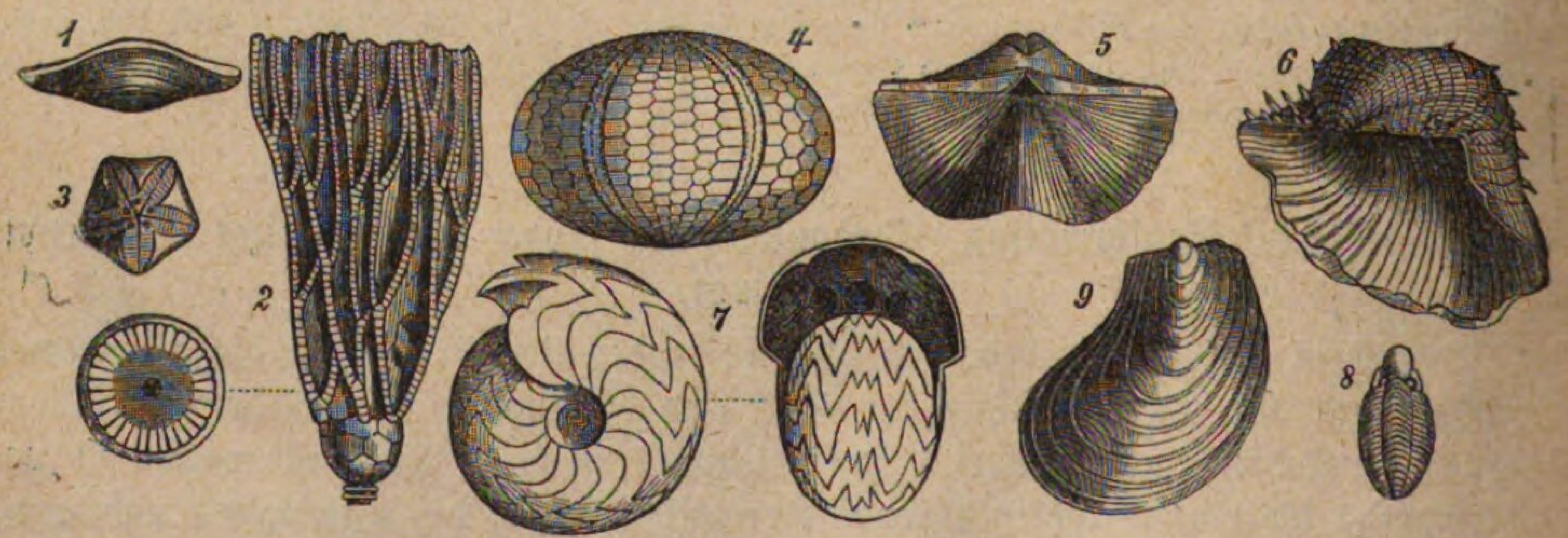
Erst in der auf die devonische Zeit folgenden Periode hat sich die Pflanzenwelt reichhaltiger und mannigfaltiger entwickelt und hinlängliche Materialien zur Bildung ergiebiger Kohlenlager geliefert. Die Steinkohlen- oder Carbonformation ist zwar keineswegs die einzige kohlenführende Formation, allein die ergiebigsten und ausgedehntesten Lager der besten fossilen Kohlen (Anthracite und Schwarzkohlen) gehören derselben an, so daß sie ihren Namen mit Recht führt. In keiner früheren und in keiner späteren Periode scheinen die physikalischen Verhältnisse der Erdoberfläche und

namentlich die klimatischen Verhältnisse so günstig gewesen zu sein für einen üppigen und massenhaften Pflanzenwuchs, wie ihn die Bildung der Steinkohlenflötze erforderte. Von Pol zu Pol waren die zahlreichen Eilande und Continente der damaligen Periode mit einer hauptsächlich aus kryptogamen Formen zusammengesetzten Flora bedeckt.

Die Steinkohlenformation zerfällt in zwei scharf von einander getrennte Abtheilungen, die eigentlich als selbständige Formationen zu betrachten sind. Die untere Abtheilung ist eine marine Bildung, die wieder in zwei verschiedenen Entwicklungsformen auftritt: a) als eine Kalkbildung, Bergkalk oder Kohlenkalk genannt, und als solche rein marinen Ursprungs, nur Seethierreste und keine Kohlen enthaltend; b) als eine Sandstein- und Thonschieferbildung, die sog. Culmformation (der Name ist englischen Ursprungs), welche als eine subpelagische und zum Theil sogar lacustre Strandbildung dadurch charakterisirt ist, daß in ihren Schichten Seethierreste neben den Resten von Landpflanzen vorkommen, und daß sie in manchen Gegenden bereits Kohlenflötze führt. Zahlreichere und mächtigere Kohlenflötze finden sich jedoch erst in der oberen Abtheilung der sog. productiven Steinkohlenformation, die eine Süßwasser- und Landbildung ist, und nur Landpflanzen neben sparsamen Süßwasser- und Landthieren enthält. Beide Abtheilungen kommen nicht immer mit einander vor, die productive Carbonformation ist vielmehr häufig ganz unabhängig von der unteren marinen Abtheilung und ohne diese für sich allein entwickelt, wie z. B. in Böhmen; wo beide Abtheilungen über einander vorkommen, da darf man aus diesem Verhältnisse wohl schließen, daß eine langsame allmählige Hebung des Bodens stattgefunden habe, so daß, was früher Meeresboden war, allmählig zu Festland wurde.

Die rein marine Fauna des Bergkalkes schließt sich aufs engste an die Fauna der devonischen Periode an. Unter den Foraminiferen ist die Gattung Fusulina durch die außerordentliche Zahl der Individuen, die oft ganze Schichten

Fig. 105.



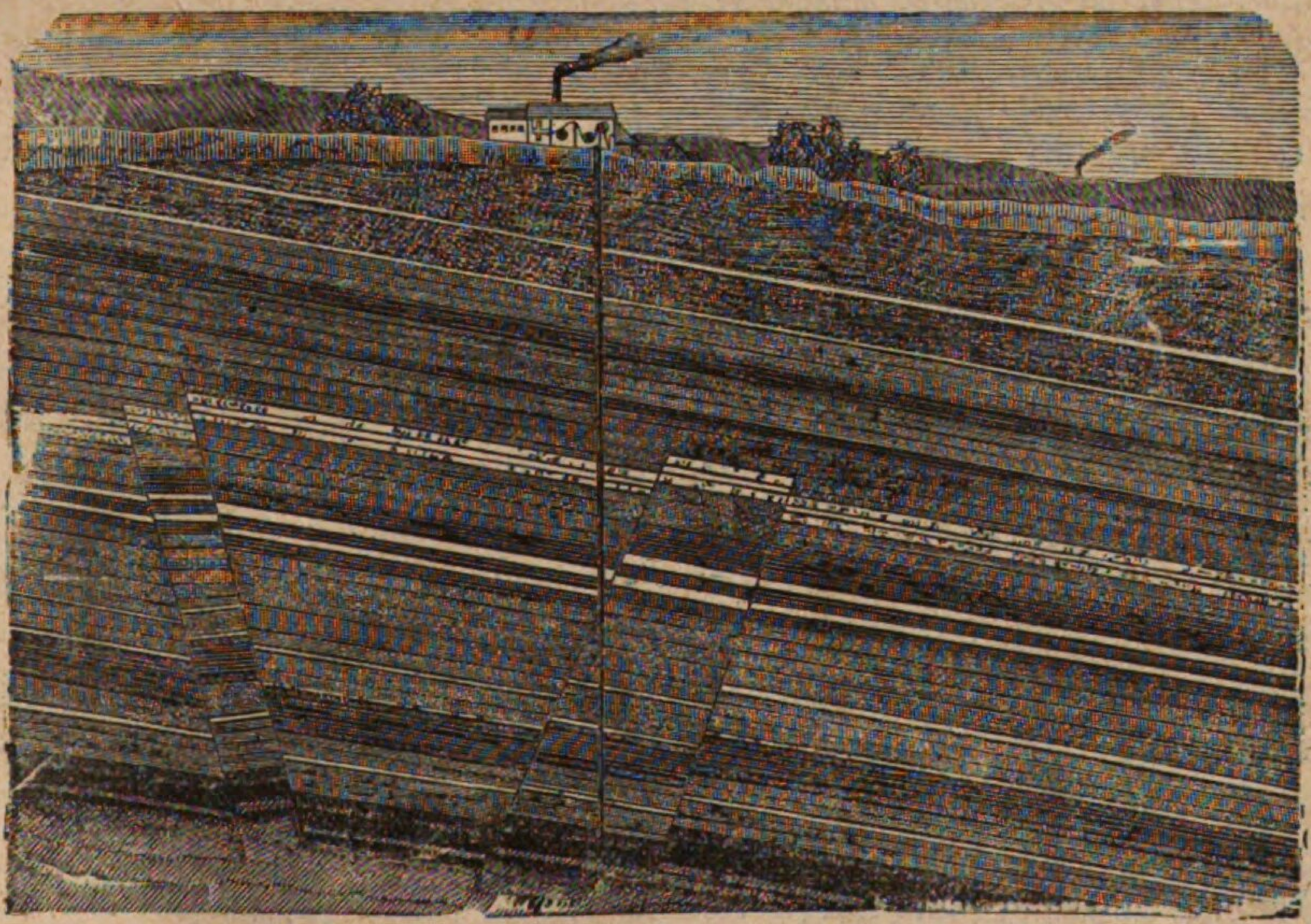
Bergkalk- und Culm-Versteinerungen.

1 Fusulina cylindrica. 2 Cyathocrinus (Krone und Durchschnitt des Stieles). 3 Pentatrematites florealis (Krone von oben). 4 Palaechinus gigas. 5 Spirifer striatus. 6 Productus semireticulatus. 7 Goniatites crenistria. 8 Phillipsia. 9 Posidonomya Becheri.

erfüllen (die Fusulinen-Kalke der Südalpen, Rußlands und Nordamerika's), bemerkenswerth. Eine sehr mannigfaltige Entwicklung erreichen Korallen und Stachelhäuter, unter letzteren besonders Seelilien (Pentatrematites, Actiocrinus, Platycrinus, Cyathocrinus, Poteriocrinus u. s. w.). In der Klasse der Mollusken gewinnen neben Cephalopoden (Orthoceras, Nautilus, Goniatites) und Brachiopoden (am wichtigsten das Geschlecht Productus, von dessen 90 bekannten Arten 80 dem Bergkalk angehören) auch Gasteropoden und Acephalen eine größere Bedeutung. Die Trilobiten sterben mit dem Geschlechte Phillipsia im Kohlenkalk aus. Die Reste von Fischen bestehen meistens in Flossenstacheln oder Zähnen von Haien und Rochen. Das Leitfossil für Culm ist die durch wellige, concentrische Anwachsstreifen charakterisirte Posidonomia Becheri.

Der Kohlenkalk ist in der Regel dunkelfarbig und bituminös, er liefert schöne Marmorarten und enthält zahlreiche Erzgänge und Erzlagerstätten, hauptsächlich Bleierze und Zinkerze. In England ist er überdies durch das Vorkommen von Höhlen ausgezeichnet. Dem Kohlenkalk entsprechen in den Südalpen die sog. Gailthaler Schichten, während die Grauwacken und Thonschiefer des „niederen Gesenkes“ in Schlesien und Mähren, einer durch ihre zahlreichen Dachschieferbrüche wichtigen Gegend, den Charakter der Culmschichten an sich tragen.

Fig. 106.



Durchschnitt durch die Schichten des Steinkohlengebirges bei Kladno in Böhmen.

Das productive Steinkohlengebirge besteht aus einem vielfachen Wechsel von lichtem oder dunkelgrauem Sandsteine, dem Kohlensandsteine, der mitunter conglomeratartig ist, mit grauem bis fast schwarzem Schieferthon, dem Kohlen-

schiefer und Brandschiefer. Zwischen diesen Gesteinen lagert „das Kohl“ — wie der Bergmann sagt, — in zahlreichen Flötzen und neben der Kohle sehr häufig in ganzen Lagern der Kohleneisenstein, ein thoniger Sphärosiderit, der wenn er durch Bitumen schwarz gefärbt ist, in England blackband genannt wird. Dieses Zusammenvorkommen von Kohle und Eisenerz, durch das besonders England und Nordamerika begünstigt sind, hat die großartige Entwickelung der Eisenindustrie in diesen Ländern hervorgerufen. Von Eruptivgesteinen spielen namentlich Grünsteine und Porphyre eine Rolle.

Die Schichten der Steinkohlenformation lassen häufig eine bassinförmige oder muldenförmige Lagerung beobachten, man spricht daher von Kohlenbecken oder Kohlenbassins. Die Anzahl und Mächtigkeit der Kohlenflötze ist sehr verschieden, nicht nur in verschiedenen Kohlenterrains, sondern auch in verschiedenen Regionen eines und desselben Bassins. Das Vorkommen nur eines einzigen Flötzes gehört zu den Seltenheiten, in der Regel sind ihrer mehrere vorhanden, die in verschiedenen Abständen über einander lagern; in einzelnen Bassins kommen sogar 100 und mehr Flötze über einander vor, immer aber bildet die Kohle auch in den reichsten Becken einen verhältnißmäßig nur unbedeutenden Theil der ganzen Gebirgsmasse. Im Newcastler Kohlenrevier in England z. B. ist die ganze Formation 3000 Fuß mächtig und enthält gegen 30 Flötze mit 60 Fuß Kohle. Im Saarbrückener Becken zählt man auf dem Durchschnitt von Dudweiler bis Rumborn in einem Schichtencomplex von 10,800 Fuß Mächtigkeit 164 Flötze mit 338 Fuß Kohle. Die einzelnen Flötze sind dabei von sehr verschiedener Mächtigkeit, von den dünnsten Kohlenschnüren angefangen bis zu Flötzen von 20 und 30 Fuß Mächtigkeit, und in vielen Fällen scheint es, als ob die Anzahl der Flötze und ihre mittlere Mächtigkeit zu einander in einem umgekehrten Verhältnisse stehen. Abbauwürdig sind im Allgemeinen alle Flötze, deren Mächtigkeit wenigstens 3 Fuß beträgt. Sehr mächtige Flötze erscheinen selten in ihrer ganzen Mächtigkeit als eine stetige Kohlenmasse, sie bestehen meist aus mehreren Lagen oder Bänken von Steinkohle, welche durch dickere oder dünnere „Zwischenmittel“ von Letten oder Schieferthon von einander getrennt sind. Das Liegende der Kohlenflötze ist in den meisten Fällen ein mehr oder weniger sandiger und verworren schiefriger Schieferthon, der häufig so von den Wurzelresten der Kohlenpflanzen erfüllt ist, daß man ihn mit Recht als den Boden betrachtet, auf welchem die Vegetation aufwuchs, durch welche die Bildung der Kohlenflötze eingeleitet wurde. Das Hangende der Flötze pflegt am häufigsten ein Schieferthon zu sein, der geradschiefrig und reich an wohlerhaltenen Pflanzenresten ist. Vom Bildungsproceß und den verschiedenen Arten der Steinkohle war schon früher (S. 113 u. S. 114) die Rede.

In der Lagerung der Flötze kommen durch Sprünge, durch Verwerfungen, Verdrückungen, Faltungen und dgl. zahlreiche Störungen vor, die den Bergbau oft sehr erschweren. Unglücksfälle beim Bergbau werden häufig durch Kohlenbrände in Folge von Selbstentzündung schwefelkiesreicher Kohlen oder durch sog. „schlagende Wetter“ bei der Entzündung des aus den Kohlen sich entwickelnden Grubengases, das mit atmosphärischer Luft ein explodirbares Gemenge bildet, veranlaßt.

In der Bildung der Ablagerungen der productiven Steinkohlenformation tritt eine Verschiedenheit hervor, die man als paralische und als limnische Form der Ausbildung bezeichnet hat. Für alle jene Kohlenterrains nämlich, deren Schichten gleichförmig auf Kohlenkalk oder auf Culmschichten auflagern, läßt sich nachweisen, daß sie eine Uferbildung längs der Flachküsten ehemaliger Continente und Inseln sind. Zu diesen paralischen Kohlenablagerungen gehören die reichsten und ausgedehntesten Kohlenfelder, wie die von England, Belgien, der Rheinprovinz, Westphalen, Ober- und Niederschlesien, Rußland und Nordamerika; sie bilden einen nördlichen Zug und haben sich in ausgedehnten sumpfigen Niederungen längs des Meeres der Kohlenperiode, wahrscheinlich hauptsächlich an Mündungen von Flüssen gebildet. Die heutigen Tieflandschaften in den Niederungen an der Ost- und Nordsee bieten uns in ihren ausgedehnten Torfmooren oder die Mississippimündungen in ihren Cypressen-Sumpfwäldern ein Analogon. Andere beschränktere Ablagerungen sind als continentale Binnenbecken, welchen die untere marine Abtheilung ganz fehlt, zur Ausbildung gelangt; so das Saarbrückener Becken, die sächsischen und böhmischen Kohlenbecken, auch die Kohlenbassins des Innern von Frankreich. Wir müssen jedoch diese limnischen Kohlenbecken nicht sowohl als Absätze von Landseen auffassen, als vielmehr als Bildungen in flachen von Flüßen durchströmten, oftmaligen Ueberschwemmungen ausgesetzten Sumpflandschaften.

Die organischen Reste sind sowohl in den paralischen als auch in den limnischen Becken durchaus nur Reste von Land- und Süßwasserthieren und von Landpflanzen. Von Thierresten finden sich Süßwassermuscheln: Unionen und Cyclasarten, eigenthümliche Krebse (Gampsonyx) und Cyprisarten. Ferner kennt man Flügeldecken von Käfern, Flügel von Schaben (Blattina aus dem Kohlengebirge von Wettin), ein paar Skorpione Cyclophthalmus und Microlabis von Radnitz in Böhmen), sowie einige Spinnen (Palarachnea von Radnitz und Protolycosa von Oberschlesien). Von Wirbelthieren sind nur Fische und zwar Schmelzschupper (Ganoiden) mit unsymmetrischen Schwanzflossen und einige wenige Amphibien (ein kleiner bepanzerter Froschsaurier) und Reptilien bekannt, dieselben Geschlechter welche in der Dyas zu reicherer Entwickelung gelangen.

Unter den zahlreichen pflanzlichen Ueberresten der prod. Steinkohlenformation ist bis jetzt noch keine Meerespflanze, weder in Europa noch in Amerika, aufgefunden worden. Alle aus der Steinkohlenzeit bekannt gewordenen Pflanzen gehören dem Lande an. Im Allgemeinen trägt die Flora das Gepräge einer Sumpf- und Strandvegetation. Kryptogame Gewächse sind bei weitem vorherrschend, neben ihnen erscheinen auch Nadelhölzer (Pinites, Araucarites) und andere Nacktsamer (Noegerathia und Cordaites) sowie Monokotylebonen (einige zweifelhafte Palmen und Musareste). Früher nahm man vielfach an, die Kohlenflötze seien aus zusammengeschwemmten Holzmassen entstanden; ohne Zweifel haben sich aber die meisten Flötze da gebildet, wo die Pflanzen wuchsen. Die Pflanzenreste sind in der Regel am zahlreichsten und mannigfaltigsten im unmittelbar Hangenden der Kohlenflötze, und am deutlichsten erhalten im Schieferthon und Sphärosiderit. Auch in der

Kohle selbst kommen nicht selten die Formen und Sculpturen von stammartigen Pflanzenkörpern vor. Man muß also an Torfbildung und Sumpfwälder denken. Diese Sumpfwälder bestanden der Hauptsache nach aus blüthenlosen Gewächsen und Bäumen, die im Allgemeinen nicht die Größe der heutigen Waldbäume erreichten, die aber in ihrer Rindenbildung einen eigenthümlichen Schmuck besaßen, wie unter den heutigen Gewächsen die Cycadeen und Baumfarne. Die größten baumartigen Formen hatten Stämme von 20—60 Fuß Höhe und 1—2 Fuß Dicke. Das innere lockere Zellgewebe der Stämme faulte aus und nur die Rinde blieb als hohler Cylinder übrig, der sich mit Schlamm und Sand ausfüllte, daher das Vorkommen von Steinkernen mit in Kohle verwandelter Rinde. Die liegenden Stämme sind fast alle plattgedrückt. Nur bei senkrechter Stellung ist die ursprüngliche cylindrische Form des Stammes erhalten. Die üppige, einförmige Vegetation deutet auf eine schwüle mit Dünsten erfüllte Luft, auf ein feuchtes gleichmäßig warmes Insel- und Küstenklima. Auch glauben Manche annehmen zu dürfen, daß die Luft zur Steinkohlenzeit mehr Kohlensäure enthalten habe, als heutzutage.

Fig. 107.



Idealbild einer Landschaft der Steinkohlenperiode.

Die wichtigsten Formen unter den Kryptogamen sind: Calamiten, zu den Equisetaceen gehörig, riesige Schachtelhalme (oder Schafthalme) mit längsgerieften Stämmen, zu welchen die Asterophylliten (Sternblätter), Annularien (Ringblätter) und Sphenophyllen (Keilblätter) mit ihren quirlförmig gestellten Blättern vielleicht als Aeste und Zweige gehören; Lepidodendren oder Schuppenbäume mit schrägen

sich spiralförmig um den Stamm ziehenden Reihen sehr regelmäßiger rhomboidischer Blattnarben und nadelförmigen oder grasförmigen Blättern, und Sigillarien oder Siegelbäume, längsgerieft mit zahlreichen siegelähnlichen Blattnarben, beide zu den Lycopodiaceen (Bärlappgewächsen) gerechnet. Die Schuppenbäume verzweigten sich, die Siegelbäume waren wahrscheinlich unverzweigt. Die Stigmarien oder Narbenbäume sind Wurzelstöcke theils von Sigillarien, theils von Lepidodendren. Von Farnkräutern kennt man aus den europäischen Kohlenbecken wenigstens 5mal so viele Arten, als jetzt in Europa (60 Arten) leben; die wichtigsten Geschlechter sind: Neuropteris (Nervenwedel), Odontopteris (Zahnwedel), Cyclopteris (Kreiswedel), Sphenopteris (Keilwedel), Pecopteris (Kammwedel, sehr nahe den baumförmigen Cyathea-Arten verwandt), u. s. w.

Die reichsten Kohlenländer der Welt sind Nordamerika und China, dann kommen England, Belgien und Deutschland. In der österreichisch-ungarischen Monarchie ist der Kohlenreichthum sehr ungleich auf die beiden Reichshälften vertheilt. Die wichtigsten Steinkohlenreviere gehören dem nordwestlichen Gebiete: Böhmen, Mähren, Schlesien und Westgalizien an, während auf dem Gebiete der ungarischen Krone nur zwei wirthschaftlich höchst unbedeutende Ablagerungen (die reicheren Kohlenfelder von Steierdorf und Fünfkirchen gehören der Lias-Formation an) vorkommen, wie folgende Ueebersicht zeigt.

A. Böhmen. 1. Im mittleren und westlichen Böhmen: das Schlan-Rakonitz-Kladnoer-Becken, das Pilsener Becken, die dem Pilsener Becken benachbarten kleineren Ablagerungen bei Radnitz, Manetin, Merklin, Miröschau; 2. im nordöstlichen Böhmen: am Fuße des Riesengebirges das Schatzlar-Schwadowitzer Revier, als Theil des großen Gleiwitz-Waldenburger Beckens in preuß. Niederschlesien; 3. im Erzgebirge das Brandauer Becken; endlich 4. kleine Ablagerungen bei Hurr unweit Budweis.

B. Mähren und Schlesien. Das Rossitz-Neudorfer Becken, und das Ostrau-Karwiner Revier, ein Flügel der großen oberschlesischen Kohlenablagerung.

C. Galizien. Die Reviere von Javorzno, Dombrova und Siersca.

D. Steiermark. Die Steinkohlenablagerung der Werchzirmalpe bei Turrach.

E. Ungarn. Kleine Kohlenablagerungen im Banat bei Szekul und bei Eibenthal.

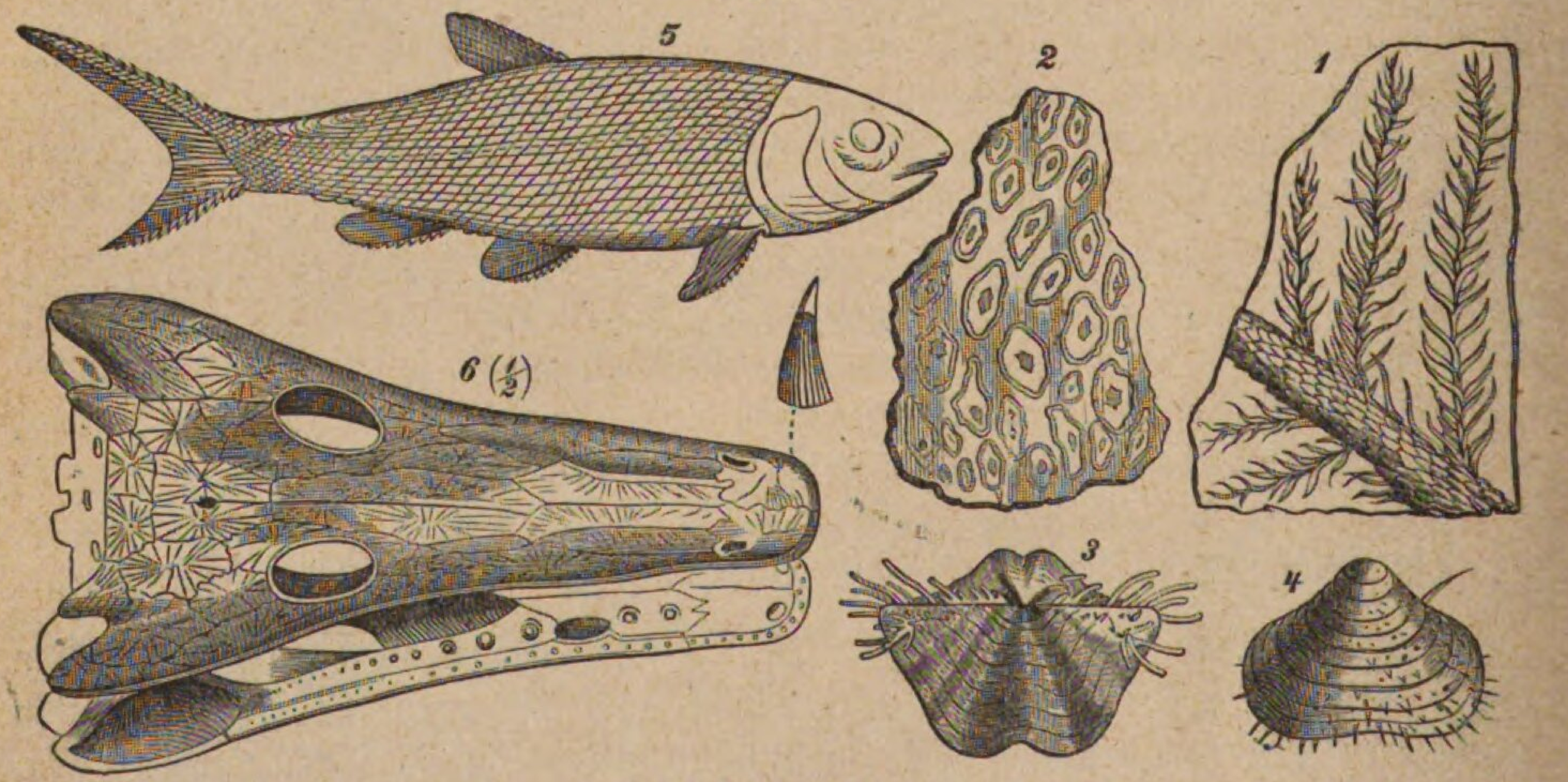
5. Die Dyas (permische Formation) oder das Zeitalter der Schmelzschupper.

In Deutschland und England, den beiden Ländern, in welchen diese Formation zuerst einerseits von der Steinkohlenformation anderseits von der Triasformation unterschieden wurde, lassen sich zwei Hauptabtheilungen unterscheiden: eine untere, welche hauptsächlich aus rothen Sandsteinen und Conglomeraten zusammengesetzt ist und von organischen Resten fast nur Landpflanzen führt, das sog. Rothliegende (der neue rothe Sandstein der Engländer), und eine obere Abtheilung, vorherrschend aus kalkigen und dolomitischen Gesteinen bestehend und nur Meeresthiere einschließend, der Zechstein (magnesiahaltiger Kalkstein der Engländer). Als eine Doppelgruppe wurde daher diese Formation von J. Marcou und Geinitz die Dyas genannt. Dieser Name bezeichnet dieselbe Formation, welche Murchison früher nach dem Gouvernement Perm in Rußland, wo sie eine besonders große Verbreitung besitzt, die

Permische Formation genannt hat. In Deutschland, namentlich in Thüringen und am Harze, und ebenso in Rußland ist die Dyas reich an Kupfererzen und in zweiter Linie an Gyps und Steinsalz. Ueber dem Kohlengebirge liegt also ein ausgezeichnetes Kupfergebirge.

In den organischen Resten schließt sich die Dyas auf's engste an die Steinkohlenformation an. Die Hauptkohlenpflanzen (Sigillarien und Lepidodendren mit Stigmarien) kommen noch vor, aber weit seltener als in der Steinkohlenformation, und im Zusammenhang mit diesem selteneren Auftreten steht wohl auch die geringere Mächtigkeit der Kohlenlager in der Dyas. Während die genannten Formen aber in der Dyas aussterben, dauern Calamiten und Farnkräuter fort. Für das untere Rothliegende sind die Walchien, eine Mittelform zwischen Lycopodiaceen und Coniferen charakteristisch, für das obere Rothliegende große Schilfgewächse (Calamitea), Nadelhölzer (Araucarites), Baumfarne (Psaronius, Staarstein) und einzelne Palmen (Medullosa, Porosus), deren verkieselte Stämme oft in solcher Anzahl gefunden werden, daß man von „versteinerten Wäldern" sprechen kann (z. B. der versteinerte Wald bei Radowenz unweit Adersbach in Böhmen). Die Thierwelt ist in den Schichten des Rothliegenden und im Kupferschiefer ganz besonders

Fig. 108.



Dyas-Versteinerungen.
1 Walchia piniformis. 2 Psaronius asterolithus (Staarstein) im Querschnitt. 3 Productus horridus. 4 Strophomena excavata. 5 Palaeoniscus Freieslebeni. 6 Archegosaurus Decheni (Schädel nebst Zahn, Hälfte der natürlichen Größe).

durch eigenthümliche Fische, Schmelzschupper mit ungleichlappigen oder unsymmetrischen Schwanzflossen (heterocerce Ganoiden, wie Palaeoniscus, Amblypterus, Acanthodes, Xenacanthus) vertreten, sowie durch Panzerlurche von stattlicher Größe mit geschildertem Kopf, geschupptem Körper und kräftigen kegel-

förmigen Fangzähnen, deren in den Thoneisensteingeoden von Lebach (im Saarbrückner Becken) so häufig vorkommende Knochenreste den Namen Archegosaurus, „Stammvater der Saurier“, erhalten haben. Der Höhepunkt der paläozoischen Schöpfung ist endlich durch ein echtes Reptil, den Proterosaurus erreicht, eine dem ägyptischen Monitor an Größe und anderen Merkmalen nahe stehende Landeidechse, deren Reste man im Mannsfelder Kupferschiefer und in den Dyasbildungen von England gefunden hat. Unter den Seethierresten des Zechsteins spielen die Brachiopodengeschlechter Productus, Strophalosia und Strophomena durch die unermeßliche Anzahl ihrer Individuen die Hauptrolle.

Im Vergleich zur carbonischen Formation ist jedoch die Dyas arm an organischen Resten. Vielleicht nicht ganz mit Unrecht hat man diese Armuth aus den großartigen Störungen zu erklären gesucht, die während der Dyasperiode durch zahlreiche Eruptionen von Porphyren und Melaphyren hervorgerufen wurden, welche neues Material zur Schaffung von Gebirgen lieferten. Die Dyaszeit ist dadurch als eine stürmische, unruhige Periode nach der langen Ruhe der Steinkohlenperiode charakterisirt.

Nicht immer sind die oben bezeichneten beiden Abtheilungen der Dyas über und neben einander entwickelt; in Böhmen, Mähren und Sachsen z. B. fehlt der Zechstein vollständig und es ist die Dyas nur als Rothliegendes in der Form einer Süßwasserbildung analog den limnischen Steinkohlenbecken entwickelt. Wo aber, wie in Thüringen, am Harz und in England beide Abtheilungen über einander liegen, da erscheint das Rothliegende als eine paralische Strandbildung, auf der sich in Folge langsamen Sinkens des Bodens später der Zechstein als eine Meeresbildung abgelagert hat. Das Land scheint sich somit in den nördlichen Verbreitungsgebieten der Formation, nachdem es sich während der carbonischen Periode langsam gehoben hatte, während der Dyasperiode wieder langsam gesenkt zu haben, um sich beim Beginn der Trias von Neuem zu heben.

Im Gebiet der österreichisch-ungarischen Monarchie kommt die Dyas nur in der Form des Rothliegenden vor und zwar in Böhmen am südlichen Fuße des Riesengebirges und im nördlichen Theile des Prager Kreises; in Mähren zwischen Sternberg und Mährisch-Krumau. Auch den sog. Verrucano der Alpen (grobe, häufig rothe Conglomerate) und die in den Karpathen weit verbreiteten rothen Quarzite und Sandsteine rechnet man zum Rothliegenden.

Gliederung der Dyas in Deutschland. Untere Abtheilung: Das Rothliegende, bis 2000 Fuß mächtig, mit Prophyren und Melaphyren und deren Tuffen und Conglomeraten. Obere Abtheilung: Der Zechstein. 1. Weiß- oder Grauliegendes. 2. Kupferschiefer, höchstens 3 Fuß mächtig, dunkle, bituminöse Mergelschiefer mit Kupfer-, Blei-, Zink-, Kobalt- und Nickelerzen und geringem Gehalt an Silber (Segen des Mannsfelder Bergbaues). 3. Zechstein mit Gyps und Steinsalz. Wahrscheinlich gehören in diesen Horizont die Salzlager von Staßfurt (vgl. S. 92).

Drittes Weltalter.

Die Mesozoische Periode oder das Mittelalter der Erde.

Diesem dritten Hauptabschnitt in der geologischen Entwicklungsgeschichte der Erde gehört die Reihe der sog. secundären Formationen an, deren man in der Regel drei, aber mit Rücksicht auf die Alpen besser vier zählt, nämlich: die Trias, die Rhätische Formation, die Jura- und die Kreide-Formation. Es wechseln in diesen Formationen in bunter Reihenfolge Land-, Ufer- und Meeresbildungen; eruptive Gesteinsbildungen sind seltener, so daß die mesozoische Periode als eine Periode verhältnißmäßiger Ruhe gegenüber den mit den durchgreifendsten Umgestaltungen verbundenen Eruptionsvorgängen der paläozoischen und der känozoischen Periode erscheint. Die Verbreitung der secundären Formationen deutet auf eine der paläozoischen Periode gegenüber vollständig veränderte Vertheilung von Wasser und Land. Das Hauptinteresse knüpft sich an die überaus petrefactenreichen Meeresgebilde, die in unzähligen Schichten über einander abgesetzt wurden.

In Bezug auf die Entwicklung der organischen Welt läßt sich das dritte Weltalter kurz in folgender Weise charakterisiren. Unter den Pflanzen sind Sigillarien und Lepidodendren gänzlich und für immer verschwunden, an deren Stelle treten, neben den fortlebenden Farnkräutern und Equisetaceen, die Cycadeen (Sago- oder Zapfenpalmen), Coniferen, Pandaneen, Palmen und in der Kreidezeit auch schon die ersten Repräsentanten der höchstentwickelten Blüthenträger der Jetztwelt, Laubbäume (dicotyle Angiospermen). In der Klasse der Gliederthiere sind die Trilobiten ausgestorben, an ihrer Stelle erscheinen langschwänzige Krebse (Macruren) und die ersten Krabben (Brachyuren). Am reichsten gestaltet sich die Klasse der Weichthiere; unter ihnen erreichen die Cephalopoden in den Ceratiten, Ammoniten (Ammonshörner) und Belemniten (Donnerkeile), die gänzlich auf dieses Weltalter beschränkt sind, ihre höchste Blüthe. Bei den Fischen treten homocerce Ganoiden an die Stelle der heterocercen Schmelzschupper und in der Mitte der mesozoischen Periode erscheinen die ersten wahren Knochenfische. Am bezeichnendsten für das Mittelalter der Schöpfung werden aber die Reptilien und unter ihnen die Saurier. Die höchsten Ordnungen der Wirbelthiere zeigen sich nun in den ersten Spuren von Vögeln und beutelthierartigen Säugethieren.

In Bezug auf die Ausbildungsweise der einzelnen Formationen in verschiedenen Verbreitungsgebieten geben sich in der mesozoischen Periode weit größere Unterschiede zu erkennen, als bei den Formationen der paläozoischen Zeit. In Europa namentlich trennt eine Linie von Krakau über Wien und München bis Basel die mitteleuropäische Form der Ausbildung der mesozoischen Formationen von der alpinen Form, die sich östlich bis in den Himalaya und vielleicht bis nach Japan erstreckt.

6. Die Trias-Formation oder das Zeitalter der Panzerlurche.

In Süd- und Mitteldeutschland bilden drei höchst eigenthümlich ausgeprägte Formationsglieder: der bunte Sandstein, der auf dem Zechstein ruht, der Muschelkalk, welcher die Mitte einnimmt, und die Lettenkohle mit dem Keuper, der die Unterlage der jurassischen Formationsgruppe bildet, ein innig verbundenes Ganze, welches der würtembergische Salinendirector v. Alberti zuerst (1834) als solches erkannt und die Trias genannt hat. Die Gesammtmächtigkeit aller drei Glieder wechselt zwischen 1000 und 3000 Meter.

Das tiefste Glied, der bunte Sandstein, erscheint als eine einförmige, an Versteinerungen arme Uferbildung, die vorherrschend aus thonigen, meist roth, zuweilen auch weiß oder bunt gefärbten Sandsteinen zusammengesetzt ist. Im südlichen Schwarzwald und den Vogesen fängt dieser Sandstein an und zieht durch den Odenwald, Spessart und die Rhön nach Thüringen. Er ist der eigentliche Boden für den deutschen Wald und liefert das vorzügliche Baumaterial, aus welchem die herrlichen Baudenkmäler des Rheinthales (die Dome von Mainz, Worms, Speier, das Straßburger und Freiburger Münster, das Heidelberger Schloß u. s. w.) erbaut sind. Das zweite Glied, der Muschelkalk, ist eine von zahlreichen Meerthierresten erfüllte marine Bildung, die aus grauen Kalken, thonigen Mergeln und Dolomit besteht, und in Schwaben namentlich mächtige Gyps- und Salzlager einschließt. Auf den welligen, von steilwandigen romantischen Thälern durchschnittenen Hochflächen des Muschelkalkes macht die Waldwirthschaft der Feldwirthschaft Platz, bis da, wo sich die bunten Mergel und Sandsteine der Lettenkohle (eine Sandsteinbildung mit schwachen unreinen Kohlenflötzen) und des Keupers auf den Muschelkalk auflagern, die herrlichen Gartenlandschaften Schwabens und Frankens sich entwickeln und auf dem buntgefärbten, durch abwechselnde Hügel und Thäler vielgestaltigen Boden auch die Cultur und das Leben des Menschen in buntester Mannigfaltigkeit sich gestaltet. In diesem obersten Glied der Trias wechseln Salz- und Süßwasserbildungen. Ohne Schwankungen des Bodens oder des Meeresniveaus anzunehmen ist ein solcher Wechsel von Strand-, von Meeres- und Süßwasserbildungen, wie ihn die Trias zeigt, nicht zu erklären.

Jedoch ändert die Formation ihren Charakter und ihre Gliederung sehr wesentlich sowohl gegen Westen, als auch gegen Osten und Süden. Gegen Westen, in England, ist nur der bunte Sandstein und Keuper (oberer neuer rother Sandstein der englischen Geologen) entwickelt; gegen Osten, in Schlesien und Polen, wird der Muschelkalk fast allein herrschend. In den Alpen gewinnt die Formation eine so eigenthümliche abweichende Entwicklung, daß wir die alpine Ausbildung der Trias später noch besonders betrachten müssen.

Wegen des Salzreichthums in allen drei Abtheilungen hat man die Trias auch das Salzgebirge genannt im Gegensatz zum Kupfergebirge (Dyas) und Kohlengebirge. In Baden, Schwaben, Franken und in der Nordschweiz, und ebenso wahrscheinlich auch in den Ostalpen liegt das Steinsalz im Muschelkalk. Bei Friedrichs-

hall und Wilhelmsglück am unteren Neckar wird ein 47 Fuß mächtiges Lager von wundervoller Reinheit bergmännisch abgebaut. Ebenso sind in neuester Zeit bei Sperenberg südlich von Berlin und am Segeberg in Holstein Salzmassen von enormer Mächtigkeit im Muschelkalk erbohrt worden. Das früher (S. 92) beschriebene Staßfurt-Schönebecker Lager liegt unter Schichten des bunten Sandsteins und gehört wahrscheinlich dem Zechstein an, während in Lothringen und in England der Keuper die reichsten Salzlagerstätten einschließt. Die Triasformation enthält außerdem zahlreiche Erzlagerstätten, die zu wichtigen Bergbauen Veranlassung gegeben haben. In der Eifel bei Commern finden sich reiche Bleiglanzvorkommnisse im Buntsandstein, in Schlesien und Polen ausgezeichnete Zink-, Blei- und Eisenerzlagerstätten im Muschelkalk; in der alpinen Trias in Kärnten Blei- und Zinkerze (Bleiberg, Raibl u. s. w.) und in Krain Quecksilbererze (Idria).

Fig. 109.



Fährten von Froschsauriern (Chirotherium).
a linker } Hinterfuß
b rechter
c linker } Vorderfuß
d rechter
e Fährten eines kleineren Thieres.

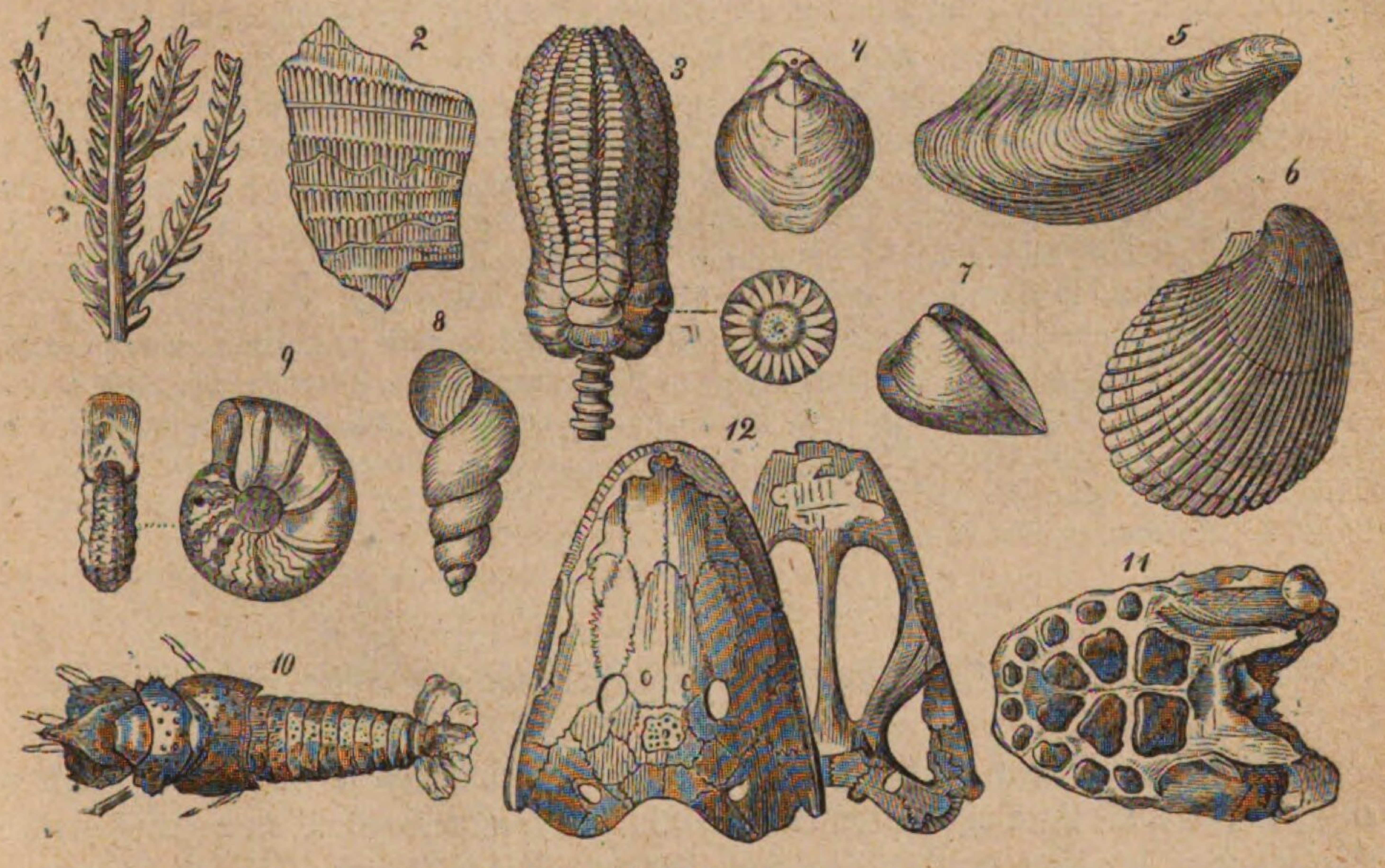
An organischen Resten sind der bunte Sandstein und der Keuper, deren Schichten fast ausschließlich nur Reste von Land- und Sumpfpflanzen, sowie von Land- oder Süßwasserthieren enthalten, im Allgemeinen arm. Die wichtigste Pflanzenform des Buntsandsteins sind die Voltzien, echte Zapfen tragende Coniferen, welche große Verwandtschaft mit Cedern und Cypressen der warmen Länder tragen. Im Keuper findet man schenkeldicke längsgestreifte Stämme mit gezackten Knotenscheiden von riesigen Schachtelhalmen (Equisetum columnare), zahlreiche Cycadeenwedel (Pterophyllum) und Farne. Diese Pflanzenwelt von tropischem Charakter bildete ein Sumpfdickicht, in welchem die großen Saurier der Triasperiode lebten.

Auf den Platten des Buntsandsteins am Heßberg bei Hildburghausen (am Südrand des Thüringerwaldes) entdeckte man zuerst jene eigenthümlichen Fußstapfen oder Thierfährten, welche wegen ihrer Aehnlichkeit mit dem Abdruck einer Hand „Handthierfährten" (Chirotherium) genannt wurden. Die Vorderfüße sind zwei- bis dreimal kleiner als die Hinterfüße. Ohne Zweifel sind es die Fährten von

Panzerlurchen (Batrachiern oder Labyrinthodonten), deren Riesenschädel von 2 ½ Fuß Länge (Mastodonsaurus, der Zizenzahnsaurier) man im Keuper der Umgegend von Stuttgart neben den Schädeln und Knochenresten von zwei großen Echsen, dem Belodon (Pfeilzahn) dem Krokodil der Triasperiode, und dem Zanclodon „dem schwäbischen Lindwurm" findet.

Im Muschelkalk, der nur Seethierreste enthält, spielen Crinoideen (Encrinus liliiformis, die Seelilie), deren Stielglieder ganze Bänke („Trochitenbänke") erfüllen, Ceratiten (Ceratites nodosus), Brachiopoden (Ter. vulgaris) und Conchiferen (Lima, Myophoria, Gervillia) eine große Rolle. Auch ein langschwänziger Krebs (Pemphyx), sowie Flossenstacheln und Zähne von Fischen kommen vor.

Fig. 110.



Trias-Versteinerungen.

1 Voltzia heterophylla. 2 Equisetum columnare. 3 Encrinus liliiformis (Krone und Durchschnitt des Stammes). 4 Terebratula (Waldheimia) vulgaris. 5 Gervillia socialis. 6 Lima striata. 7 Myophoria (Trigonia) cardissoides. 8 Melania Schlotheimii. 9 Ceratites nodosus. 10 Pemphix Sueurii. 11 Placodus gigas (Oberkiefer eines Seesauriers mit Pflasterzähnen im Gaumen). 12 Mastodonsaurus (Schädel).

In den Alpen finden wir die Trias hauptsächlich in der Form mächtiger Kalk- und Dolomitmassen entwickelt, welche den Hauptantheil an dem Aufbau der nördlichen und südlichen Kalkzone der Ost-Alpen nehmen, und in den Nordalpen Salzstöcke einschließen (die Salzstöcke von Ischl, Außee, Hallstatt, Hallein, Reichenhall, Berchtesgaden, Hall in Tirol). In den Kalken der alpinen Trias treten zum letzten Male Orthoceratiten auf, und höchst bemerkenswerth ist die Thatsache, daß hier, und

zwar im Hallstätter Marmor auch schon Ammoniten (namentlich Pinacoceras, Phylloceras und Arcestes-Arten mit symmetrischen ringsgezackten Loben) in einer außerordentlichen Anzahl von Arten und Individuen sich finden, während in der außeralpinen Trias sich noch keine Spur von Ammoniten zeigt.

In der Trias der Alpen haben die österreichischen Geologen eine große Anzahl einzelner Schichten unterschieden und mit Localnamen bezeichnet. Wir geben in Folgendem eine kurze Uebersicht der Gliederung und der Namen.

A. Untere Trias der Alpen: 1. Die Werfener Schiefer (nach dem Orte Werfen im Salzburg'schen) mit Trachyceras Cassianum, Trigonia costata und Naticella costata. In den Südalpen entsprechen den Werfener Schiefern die Seisser-Schichten (nach der Seisseralpe in Südtirol) und die Campiler Schichten (nach dem Orte Campil im Gaderthal in Südtirol). 2. Die Guttensteiner Kalke (nach Guttenstein in Niederösterreich). 3. Der Virgloriakalk (nach dem Virgloriapaß im Rhätikon) oder Gößlinger Kalk in Oesterreich, Reiflinger Kalk in Steiermark und Recoarokalk in Südtirol. 4. Die Schichten mit Ammonites (Arcestes) Studeri (oberer Muschelkalk).

B. Obere Trias der Alpen. a) Norische Stufe. Zu dieser Stufe werden in den Nordalpen gerechnet: die Pötschenkalke (von der Pötschenhöhe zwischen Ischl und Aussee im Salzkammergut), die Partnachschichten in Nordtirol, die Zlambachschichten im Salzkammergut und die nordalpinen Salzlager, die unteren Hallstätter Kalke mit Amm. (Pinacoceras) Metternichi, der Arlbergkalk, der Partnach-Dolomit; in den Südalpen: die Wengener Schichten oder die Zone der Daonella (Halobia) Lommeli und des Amm. (Trachyceras) Archelaus, die Porphyrtuffe von Kaltwasser bei Raibl in Kärnthen und der erzführende Kalk von Raibl. b) Karnische Stufe. Zu dieser Stufe gehören in den Nordalpen: die oberen Hallstätter Kalke mit Amm. (Trachyceras) Aonoides, der Wettersteinkalk, die Lunzer Schichten (nach Lunz in Oberösterreich) mit Kohlen und Keuperpflanzen, die Cardita-Schichten (mit Cardita crenata); in den Südalpen die Fischschiefer von Raibl, die Schichten mit Myophoria Kefersteini von Raibl, die Bleiberger Schichten mit Amm. (Pinacoceras) floridus, die St. Cassianer Schichten in Südtirol, der Schlern-Dolomit, und die Esinokalke der lombardischen Alpen.

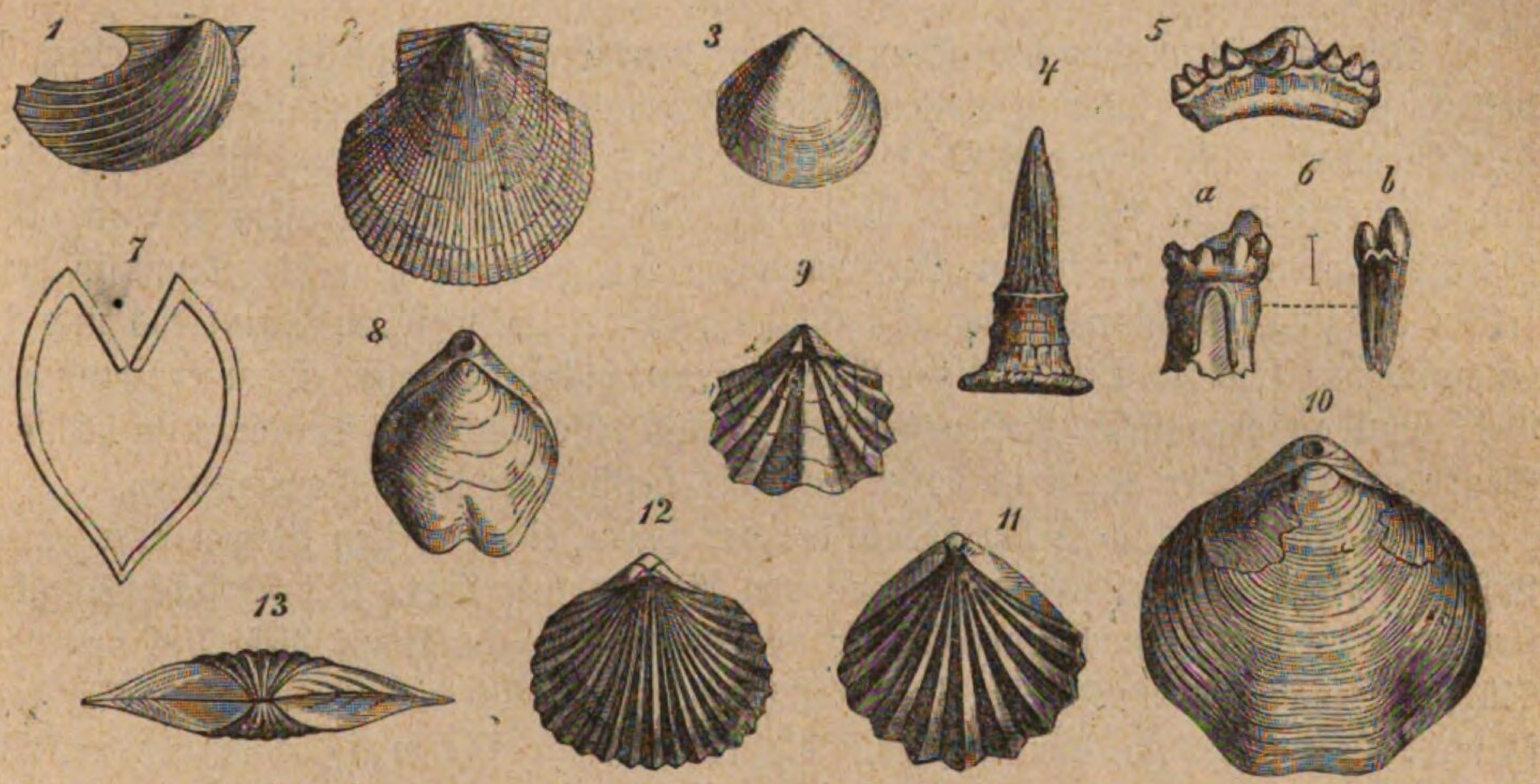
7. Die Rhätische Formation oder das Zeitalter der ersten Beutelthiere.

Im südwestlichen Deutschland, in Schwaben und Franken nämlich, und in entsprechender Weise auch in Lothringen, Burgund und England sind zwischen dem Keuper und den untersten Lagen des Lias als Grenzschichten zwischen der Trias und dem Jura versteinerungsreiche Bänke entwickelt, die trotz ihrer geringen Mächtigkeit als ein sehr weit verbreiteter selbstständiger geologischer Horizont — die Zone der Avicula (Gervillia) contorta genannt — erkannt wurden und daher in neuester Zeit unter dem Namen Gervillien-Schichten oder Contorta-Schichten eine große Bedeutung erlangt haben. In den Alpen wächst die Mächtigkeit der Grenzglieder zwischen Trias und Jura häufig bis zu mehreren tausend Fuß an, so daß man hier mit Recht eine besondere Formation, die rhätische Formation, unterscheidet, die man nach dem bezeichnendsten Gestein auch das Dolomitgebirge nennen könnte.

In Schwaben sind jene Grenzglieder zum Theil als ein Knochenbett (Bonebed) entwickelt, welches sich durch einen außerordentlichen Reichthum an Wirbel-

thierresten, Knochen, Zähnen, Schuppen und Koprolithen von Fischen und Sauriern auszeichnet. Auch stammen aus diesem Bonebed die ältesten Säugethierreste, die man kennt, nämlich Zähne von einer kleinen Beutelratte ((Microlestes antiquus). Die bezeichnenden Conchylien der muschelreichen feinkörnigen quarzitähnlichen Sandsteine, welche mit diesem Bonebed in Verbindung stehen, sind Avicula contorta, Cardium rhaeticum und Pecten Valoniensis.

Fig. 111.



Rhätische Versteinerungen.

1 Avicula (Gervillia) contorta. 2. Pecten Valoniensis. 3 Cardium rhaeticum. 4 Saurichthys apicalis (Fischzahn). 5 Hybodus (Fischzahn). 6 Microlestes antiquus, Zahn. 7 Cardium (Dicerocardium) triquetrum (Durchschnitt). 8 Terebratula gregaria. 9 Spirifer Münsteri. 10 Spirigera oxycolpus. 11 Rhynchonella austriaca. 12 Rhynchonella fissicostata. 13 Rhynchonella cornigera.

In den Alpen ist die rhätische Formation durch mächtige Kalk- und Dolomitmassen repräsentirt, welche in Nieder- und Oberösterreich die höchsten Höhen der nördlichen Zone des Kalkhochgebirges zusammensetzen und ihre großartigste Entwicklung, bis zu einer Mächtigkeit von 4000 Fuß, im Dachsteingebirge an der Grenze von Oesterreich, Steiermark und Salzburg erreichen. Man bezeichnet die rhätischen Kalke und Dolomite daher auch als Dachsteinkalk und Dachsteindolomit (oder Hauptdolomit). Sie stecken stellenweise (z. B. im Echernthal bei Hallstatt und an den Gollinger Oefen bei Golling unweit Salzburg) voll von Korallen (Lithodendron) und großen Bivalven, den sog. Dachsteinbivalven (Cardium oder Dicerocardium triquetrum u. s. w.), deren Durchschnitte an den abgewitterten Felsflächen von den Alpenbewohnern wegen ihrer Form „Kuhtritte" genannt werden, wärend die Lithodendronkalke den schönen Salzburger „Tropfmarmor" liefern. Die brachiopodenreichen (Fig. 111, 8—13) Muschelbänke zwischen oder über dem Dachsteinkalk hat man nach der Localität Starhemberg bei Piesting in Nieder-Oesterreich

Starhemberger Schichten, oder wo sie wie am Nordrande der Kalkalpen für sich allein vorkommen, nach der Localität Kössen an der Achen in Tirol nordöstlich von Kufstein Kössener Schichten genannt. In den Südalpen gehört der rhätischen Formation ein Theil der gewaltigen Dolomitgebirge Südtirols an. Auch in den Karpathen ist die räthische Formation in weiter Verbreitung nachgewiesen.

8. Die Juraformation oder das Zeitalter der Ammoniten, der Belemniten und der Fischsaurier.

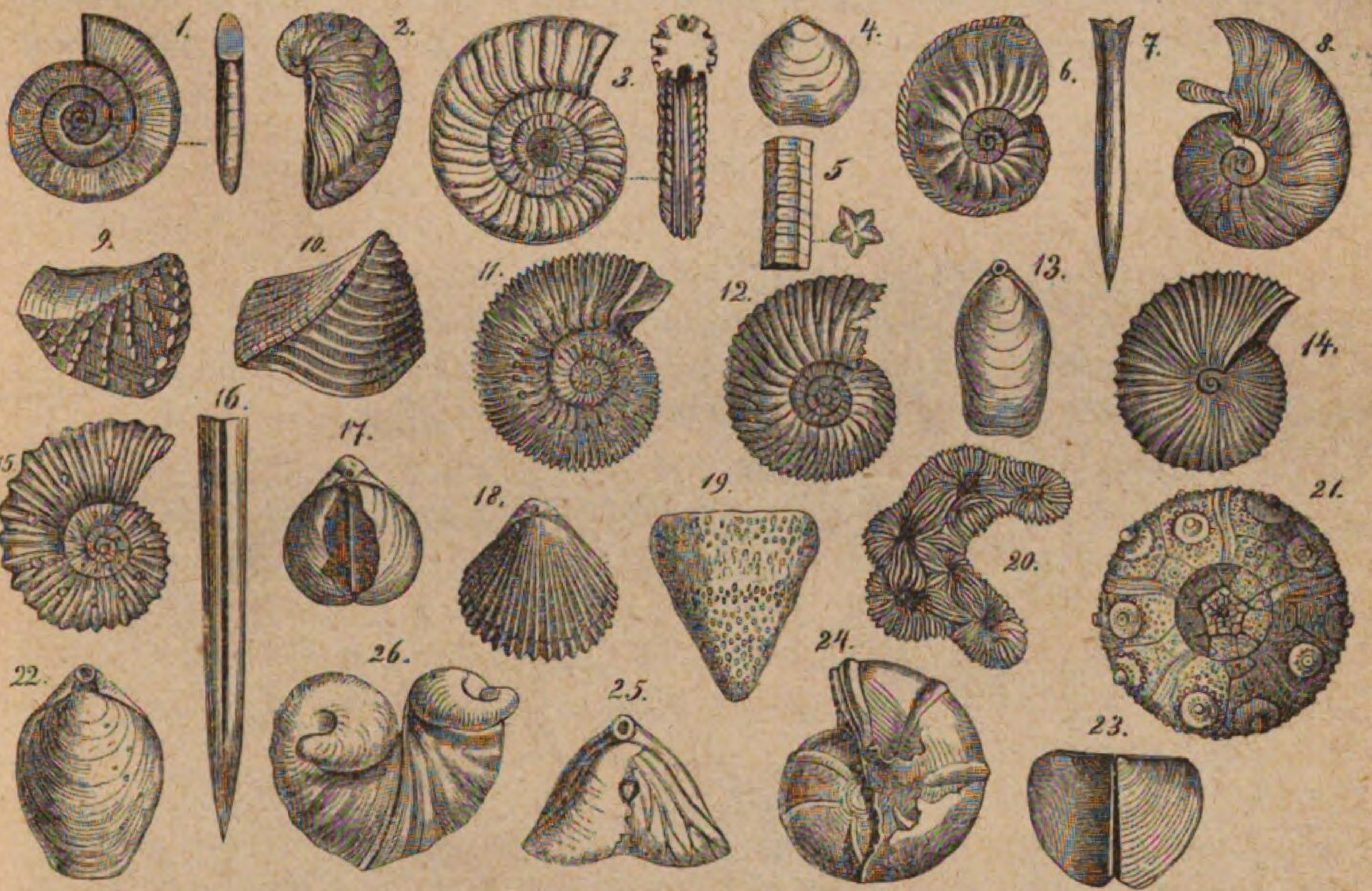
Die Juraformation hat ihren Namen vom Jura-Gebirge in der Schweiz, in dessen geologischer Zusammensetzung diese Formation die Hauptrolle spielt. Sehr bezeichnend wird sie auch das Oolith-Gebirge genannt, weil oolithische Kalksteine und Eisenerze in ihr häufiger als in anderen Formationen angetroffen werden. Die Juraformation stellt in jenem Verbreitungsgebiet, von welchem die Kenntniß derselben ausging, im südwestlichen Deutschland, in der Schweiz, in Frankreich und in England das schönste Bild ruhiger Meeresniederschläge dar, mit einem erstaunlichen Reichthum an organischen Resten, der den Sammeleifer und das Studium im höchsten Grade anregt. Der Jura ist daher auch die bestſtudirte aller Formationen.

In Franken und Schwaben bildet der Jura einen weiten Bogen oder einen Winkel, dessen Scheitel in der Gegend von Regensburg liegt. Der südliche Schenkel streicht von Südwest nach Nordost, der nördliche fast senkrecht auf diese Richtung von Südsüdost nach Nordnordwest. Der südliche Schenkel bildet die rauhe Alb oder den schwäbischen Jura, der nördliche die fränkische Schweiz oder den fränkischen Jura. Im ganzen Bereich jenes Bogens zeigen die Schichten eine successive Auflagerung von West nach Ost, so daß man die tieferen Etagen an der concaven Westseite, die höhern an der convexen Ostseite suchen muß, wo sie von den Tertiärbildungen der schwäbisch-bairischen Hochebene bedeckt werden.

Schon Leopold v. Buch hat die drei Hauptabtheilungen, in welche die gesammte Juraformation im südwestlichen Deutschland zerfällt, richtig erkannt, und dieselben nach der Farbe der vorherrschenden Gesteine als schwarzen Jura, braunen Jura und weißen Jura unterschieden Prof. Quenstedt in Tübingen hat in jeder dieser drei Abtheilungen sechs durch besondere Gesteinsbeschaffenheit und Petrefactenführung charakterisirte Etagen unterschieden und dieselben nach diesen Charakteren benannt, z. B. Arietenkalk, Posidonienschiefer, Jurensismergel, Opalinusthon. Zur Abkürzung werden die einzelnen Etagen in jeder Abtheilung von unten nach oben auch bloß mit den Buchstaben des griechischen Alphabets α, β, γ, δ, ε, ζ bezeichnet, eine Art der Bezeichnung, die namentlich in Schwaben bei allen Sammlern populär geworden ist. Quenstedt's Schüler, der in München verstorbene Prof. Oppel ist in der Unterscheidung einzelner durch gewisse leitende Petrefacte bestimmter Stufen, welche er Zonen nennt, noch weiter gegangen und hat mit gleichzeitiger Berücksichtigung der Verhältnisse des französischen und englischen Juras 34 paläontologische Horizonte festgestellt, die er nach einer für den betreffenden Horizont vorzüglich bezeichnenden und

in derselben ihre normale Lagerstätte habenden Species benennt, z. B. Zone des Amm. planorbis, Zone des Pentacrinites tuberculatus u. s. w. Gleichzeitig hat Oppel für die drei Hauptabtheilungen der Juraformation statt der nur für den schwäbischen und fränkischen Jura bezeichnenden Namen schwarzer, brauner, weißer Jura die petrographisch bedeutungslosen englischen Namen Lias (sprich Leias), Dogger und Malm aufgenommen, welche jetzt von den meisten Geologen gebraucht werden.

Fig. 112.



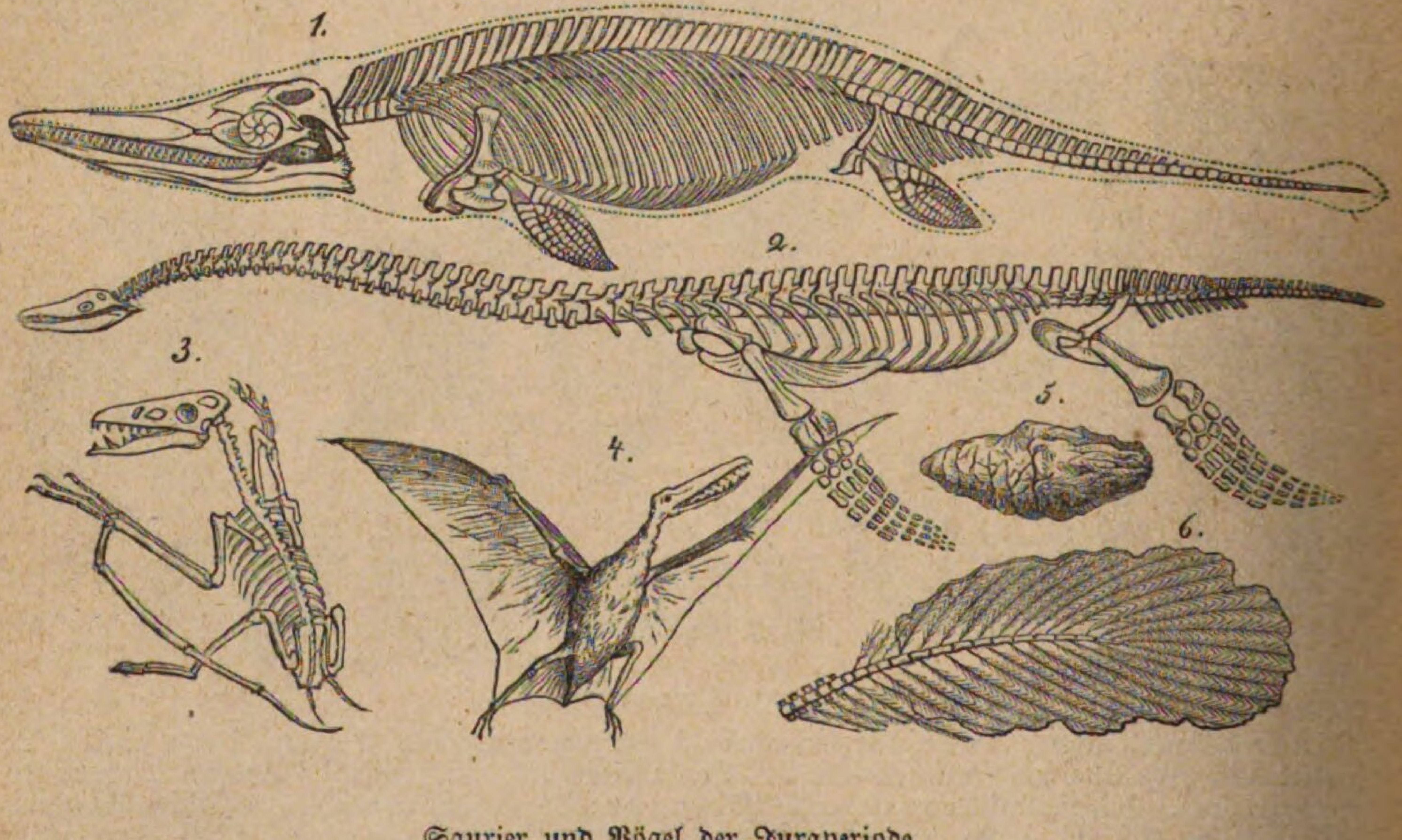
Jura-Versteinerungen.

Lias: 1 Ammonites planorbis (psilonotus). 2 Gryphaea arcuata. 3 Amm. Bucklandi. 4 Terebratula (Waldheimia) numismalis. 5. Pentacrinus basaltiformis. 6 Amm. margaritatus (amaltheus). 7 Belemnites paxillosus. Dogger: 8 Amm. opalinus. 9 Trigonia navis. 10 Trig. costata. 11 Amm. humphriesianus. 12 Amm. Parkinsoni planulatus. 13 Terebratula lagenalis. 14 Amm. macrocephalus. 15 Amm. ornatus. 16 Belemn. canaliculatus. Malm: 17 Terebr. impressa. 18 Rhynchonella lacunosa. 19 Spongites reticulatus. 20 Astrea confluens. 21 Cidarites coronatus. 22 Terebratula insignis. 23 Aptychus latus (laevis). 24 Amm. tatricus. 25 Terebratula diphya. 26 Diceras arietina.

Die drei Hauptabtheilungen des Jura sind in Schwaben nicht blos in ihren Gesteinen verschieden, sondern sie spielen auch in orographischer Beziehung eine sehr verschiedene Rolle. Der Lias, welcher eine Mächtigkeit von ungefähr 160 Meter hat, und aus einer Abwechslung von schwarzen Kalken, fetten Thonen, bituminösen Schiefern und Mergeln besteht, bildet ein flaches, stellenweise plateauförmig sich ausbreitendes Hügelland, die Filder bei Stuttgart, das wie ein bunter Teppich am Fuße des Gebirges sich ausbreitet, überall durch seinen Wasserreichthum ein fruchtbares

Gelände darstellt und von den Flußthälern gewöhnlich so tief durchschnitten wird, daß die Keuperschichten an der Basis zu Tage treten. Der thonreiche braune Jura oder Dogger mit einer Mächtigkeit von 200 Meter, dessen Zone jedoch viel schmäler ist, bildet die bewaldeten und wiesenreichen Vorhügel der schwäbischen Alb und tritt als mehr oder weniger steiler Abhang am Fuße des Gebirges hervor, überall von Wasserrissen und Bachbetten durchfurcht. Der weiße Jura oder Malm gegen 300 Meter mächtig, steigt mit schroffen Kalkabstürzen unmittelbar über diesen Abhängen in die Höhe, er bildet mit seinen Korallenkalken (Coralrag) die weißen Felskronen der schwäbischen Alb (mons albus, weißer Berg) und breitet sich zu dem wasserarmen und höhlenreichen Hauptplateau der rauhen Alb aus, das sich allmählig gegen Südosten senkt.

Fig. 113.



Saurier und Vögel der Juraperiode.

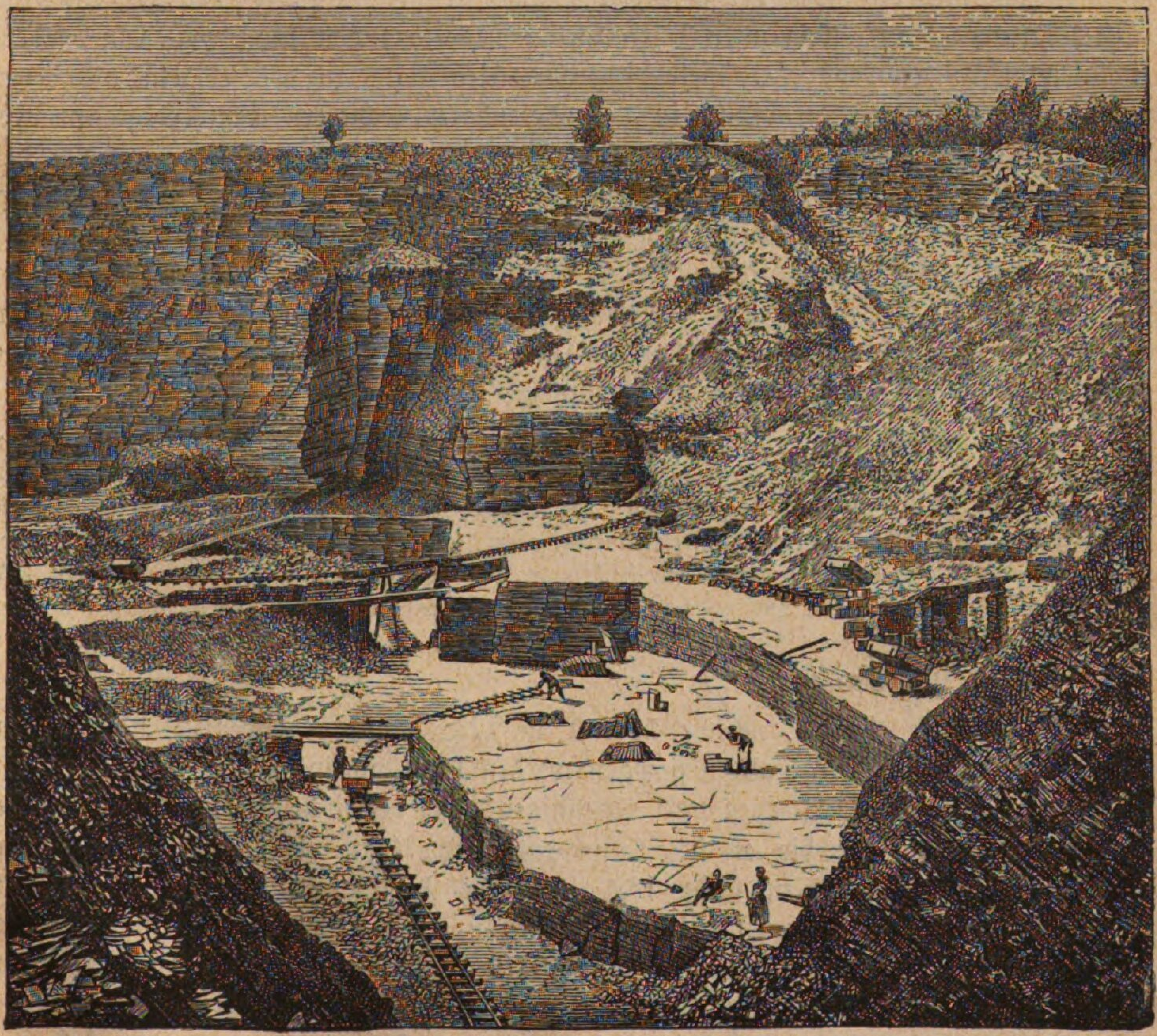
1. Ichthyosaurus communis. 2. Plesiosaurus dolichodeirus. 3. Pterodactylus crassirostris. 4. Restaurirter Pterodactylus. 5. Koprolith vom Ichthyosaurus. 6. Befiederter Schwanz vom Archaeopteryx.

Die mittlere Abtheilung, der braune Jura, ist es hauptsächlich, in welchem die oolithischen Kalke und Mergel auftreten und in welchem sich außerdem ein auffallender Reichthum an Eisenerzen findet, welcher sich von England an durch Frankreich und Deutschland hinzieht. Der rothe Eisenoolith von Aalen und Wasseralfingen in Würtemberg gehört dieser Zone an.

Von dem unendlichen Reichthum an organischen Resten, welche die verschiedenen Glieder der Juraformation einschließen, können wir nur das Allerwichtigste hervorheben. Meeresgeschöpfe sind es vorherrschend: Meersaurier, Fische, langschwänzige

Krebse, Ammoniten, Belemniten, Sepien, Brachiopoden, Stachelhäuter, Riffe bauende Korallen und Schwämme, an welche sich die Geschichte der Organismen während der Juraperiode knüpft. Ammonites planorbis (oder psilonotus, der Glattrücken) und Belemnites brevis sind die ersten Arten, mit welchen in den außeralpinen Gebieten im untersten Lias das Auftreten der sich so mannigfaltig entwickelnden beiden Cephalopodengeschlechter Ammonites (Ammonshörner mit rings gezackten Loben) und Belemnites (die Donnerkeile oder Teufelsfinger der Sage, die kalkige Scheide eines nackten Cephalopodengeschlechtes) beginnt. Neben ihnen treten die Medusenhäupter (Pentacrinus) auf, Haarsterne, die auf 20 bis 30 Fuß langen Stielen aufsaßen, und deren Krone sich in zahllose Arme auflöste, während eigenthümliche Austern (Gryphaea) ganze Bänke erfüllen. Bereits im Lias findet man auch die „Mumien" der merkwürdigen Meersaurier (Enaliosaurier) mit Flossenfüßen: Ich-

Fig. 114.



Solenhofer Schieferbruch.

thyosaurus (der Fischsaurier), ein Seeungeheuer, das 30 Fuß Länge erreichte, und der langhalsige Plesiosaurus (Schlangendrache). Der mit ihnen vorkommende Teleosaurus war dagegen ein gavialartiges Krokodil.

Im braunen Jura erreichen die Belemniten (B. giganteus) das Maximum der Größe, die Ammoniten ihre zierlichsten Formen (A. ornatus), während unter den Muscheln die Trigonien, deren einzige Repräsentanten in der Jetztwelt im australischen Meere vorkommen, und die Hahnenkammauster (Ostrea crista galli) am meisten hervortreten. Im weißen Jura bilden Schwämme und Korallen, namentlich Sternkorallen (Astrea), ganze Bänke und wahre Korallenriffe. In dem Plattenkalke des oberen weißen Jura, der in den Steinbrüchen bei Solenhofen den vorzüglichen lithographischen Stein liefert, haben sich die seltensten und zartesten Thierreste in bunter Mischung erhalten. Neben den Eindrücken von Quallen liegen Abdrücke von Insekten (Wasserjungfern wie Aeschna), von Krebsen und Fischen aller Art. Ferner findet man hier die Reste der geflügelten Drachen der Vorwelt, der Flugreptilien (Pterosaurier: Pterodactylus und Rhamphorhynchus) von der Größe von Fledermäusen bis zu Taubengröße. Diese bilden den Uebergang zu den Vögeln, als deren ältester Repräsentant gleichfalls in den Solenhofer Schiefern der Archaeopteryx (1861 entdeckt) auftritt, ein Vogel, dessen Schwanz eine von der Schwanzform der jetzt lebenden Vögel gänzlich abweichende, einem Reptilienschwanz ähnliche Bildung zeigt, indem er aus einer Reihe von 20 länglichen Schwanzwirbeln zusammengesetzt ist, an welche die Schwanzfedern (Vgl. 6 in Figur 113) paarweise angesetzt sind. Im oolithischen Kalkschiefer von Stonesfield in England haben sich auch Unterkiefer kleiner Säugethiere (Amphitherium und Phascolotherium) gefunden, welche auf Didelphis-Arten (Beutelthiere) hindeuten.

In den Alpen erscheint die Juraformation durch folgende vorherrschend nach Localitäten benannte Schichten repräsentirt. A. Zum Lias gehören: die rothen Ammonitenmarmore von Adneth bei Salzburg, die gelben Kalke von Enzesfeld bei Wiener-Neustadt, die brachiopodenreichen Kalke vom Hierlatz im Dachsteingebirge, die Fleckenmergel oder Algäu-Schichten, die kohlenführenden Grestener Schichten (auch die Kohlen von Fünfkirchen in Ungarn und von Steierdorf im Banat sind Liaskohlen). B. Zum alpinen Dogger und Malm sind zu rechnen: die Klaus-Schichten (nach der Klausalpe bei Hallstatt), die weißen und rothen Kalke von Vils (südlich Füßen), der Haselbergmarmor der bayerischen Alpen u. s. w.

Die scharfe Grenze, welche überall in Mittel- und Norddeutschland zwischen der Jura- und Kreideformation gezogen werden kann, scheint weiter im Süden im Gebiete der Alpen, Karpathen und Apenninen ganz verwischt zu sein durch gewisse marine Schichten, für die es sich kaum entscheiden läßt, ob sie der Jura- oder Kreideformation zuzuzählen sind, die also beide Formationen auf's innigste mit einander verknüpfen. Oppel hat diese Schichten unter der Bezeichnung tithonische Stufe (Tithonia, die Göttin der Morgenröthe) zusammengefaßt. In den Alpen wird sie vorzüglich durch die sogenannten Diphya-Kalke (mit Terebratula diphya), in den Karpathen durch die „Stramberger Schichten“ und „Klippenkalke“ vertreten. In diesen Schichten der tithonischen Stufe sind, wie Zittel u. A. gezeigt

haben, gewisse Formen von Petrefacten, welche sonst für den Jura und die Kreide als charakteristisch gelten, mit einander gemengt.

In den nördlichen Theilen von Europa, wo diese marine Zwischenbildung zwischen Jura und Kreide fehlt, findet sich an ihrer Stelle die sogenannte Wälderthonformation (englisch Wealden), ein aus brackischen und süßen Gewässern hervorgegangenes locales Schichtengebilde, das im südöstlichen England und im nördlichen Deutschland auftritt und durch die Reste von riesigen Landsauriern, den Dinosauriern, ausgezeichnet ist (Fig. 115). Es waren dies kolossale meist hochbeinige und plumpe Thiere, Pflanzenfresser und Fleischfresser, welche bereits gewisse charakteristische Merkmale der Säugethiere an sich tragen und unter den Sauriern den höchsten Organisationstypus repräsentiren. Aus einzelnen Resten schließt man bei Iguanodon (die Zähne spatelförmig, denen des Iguana oder Leguan ähnlich, daher der Name) auf Individuen von 80 Fuß Länge, bei Megalosaurus (Großechse) auf Individuen von 50 Fuß Länge.

Fig. 115.



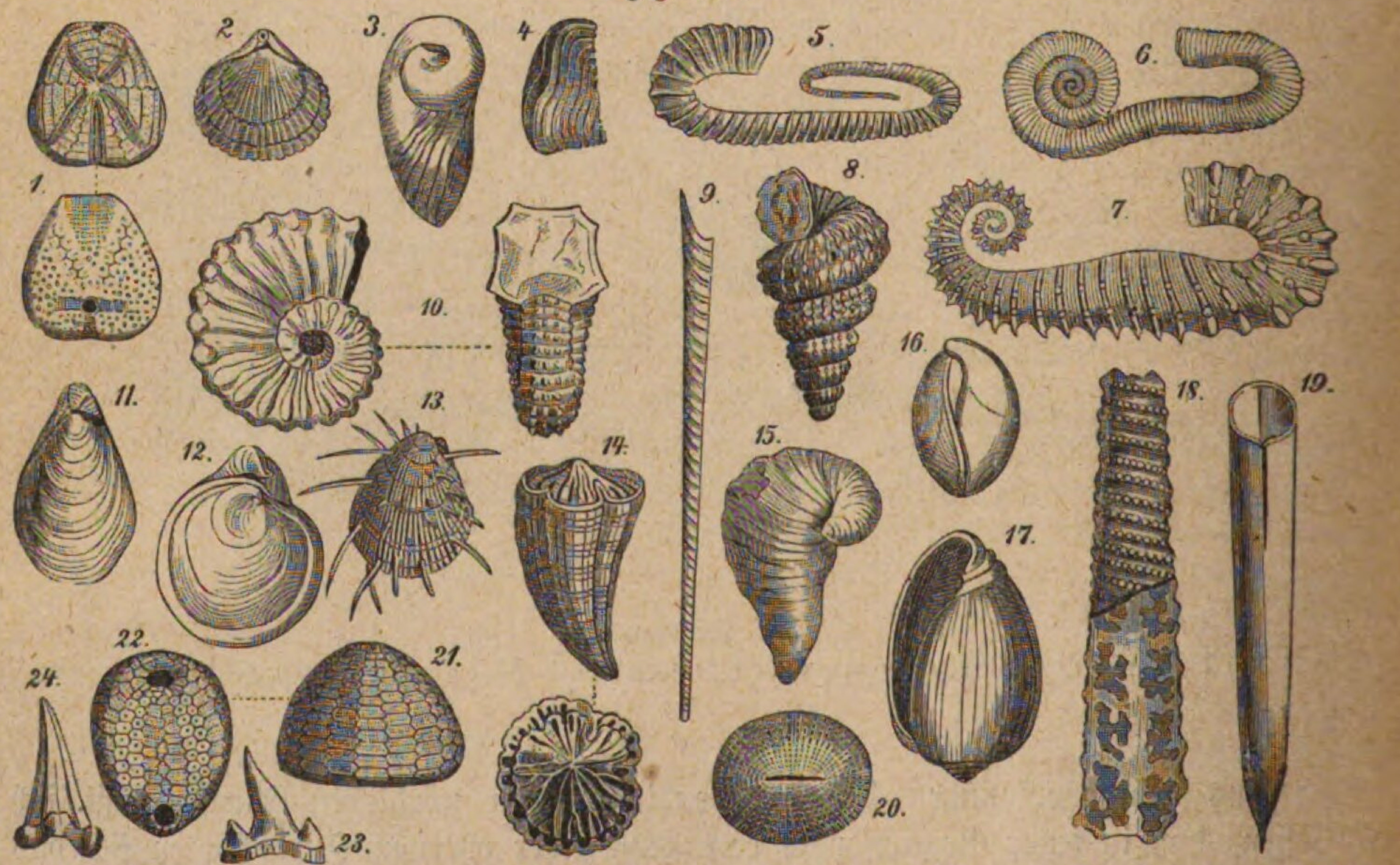
Die Dinosaurier.
1 Iguanodon. 2 Hylaeosaurus (Waldsaurier). 3 Megalosaurus (Großechse).

Aus dem Vorkommen der Wealdenbildung im nördlichen Europa läßt sich schließen, daß in jener Gegend nach dem Absatz der obersten Juraschichten sich das Meer zurückzog, während das Gebiet der Alpen und Karpathen vom Meere bedeckt blieb. Später versank auch das nordeuropäische Festland wieder unter das Meer und im Süden und Norden entstanden gleichzeitig auf dem Grunde desselben jene Ablagerungen, welche man der Kreideformation zuzählt.

9. Die Kreideformation oder das Zeitalter der Rudisten.

Die Kreideformation umfaßt ähnlich wie die Juraformation eine große Reihe meist sehr petrefactenreicher mariner Schichten, welche aus Kalksteinen, Kalkmergeln, Sandsteinen, Sanden und Thonen zusammengesetzt sind. Die Gesteine zeichnen sich im Allgemeinen durch lichte Färbung aus und haben vielfache Localbezeichnungen. Untergeordnet treten auch Süßwasserbildungen auf. Das eigenthümlichste und bekannteste Gestein der Kreideformation, nach der sie ihren Namen erhalten hat, ist die weiße Kreide (Schreibkreide) oder Feuersteinkreide, wegen des Vorkommens von Feuerstein-Knollen in derselben so benannt. Sie gehört den obersten Schichten der Formation an und ist eine Hochseebildung, bestehend aus erdigem kohlensaurem Kalk mit beigemengten mikroskopisch kleinen kalkigen Schalen von Foraminiferen und den kieseligen Schalen von Polycystinen. (Siehe S. 118). Die Schreibkreide kommt jedoch nur wenig verbreitet vor, sie findet sich hauptsächlich auf der Insel Rügen in der Ostsee, in Dänemark, im nördlichen Frankreich und in Südengland. In der mitteldeutschen

Fig. 116.



Kreide-Versteinerungen.

Untere Kreide: 1 Spatangus (Toxaster) complanatus. 2 Rhynchonella depressa. 3. Caprotina ammonia. 4 Aptychus Didayi. Mittlere Kreide: 5 Hamites attenuatus. 6 Scaphites Iwani. 7 Ancyloceras Matheronianus. 8 Turrilites Bergeri. Obere Kreide: 9 Baculites anceps. 10 Ammonites Rhotomagensis. 11. Inoceramus concentricus. 12 Exogyra columba. 13 Spondylus spinosus. 14 Hippurites cornu vaccinum (das Kuhhorn). 15 Caprina Aiguilloni. 16 Terebratula carnea. 17 Actaeonella gigantea. 18 Nerinea flexuosa. 19 Belemnitella mucronata. 20 Cyclolites elliptica. 21 Ananchytes ovatus (Seitenansicht). 22 A. ovatus (von unten). 23 Otodus appendiculatus. 24 Oxyrrhina Mantelli.

Kreide von Böhmen und Sachsen führen die sandig- oder thonig-kalkigen Schichten der Kreideformation den Namen Pläner (an planus eben oder flach erinnernd) wegen der Platten, in welchen das Gestein bricht, und die mächtigen, weit verbreiteten Sandsteinbildungen den Namen Quadersandstein. Diese zeigen eine quaderförmige Zerklüftung und liefern einen vortrefflichen Quaderstein für Bauzwecke. Die bizarren großartigen Felsformationen dieses Gesteins geben der sächsischen und böhmischen Schweiz ihren eigenthümlichen landschaftlichen Charakter und man hat die ganze Formation darnach auch das Quadersandsteingebirge genannt. Eine äußerst charakteristische und häufig auftretende Beimengung der thonig-kalkigen und sandigen Gesteine der Kreideformation sind ferner grüne Körner von Glaukonit, einem Eisenoxydulsilicat, das früher bald als Grünerde bald als Chlorit bezeichnet wurde. Daher die Bezeichnung: chloritische Kreide, Grünsand und Grünsandstein. Die fetten Töpferthone der mittleren Kreide endlich führen in England den Localnamen Gault (oder Galt).

In einer fast ausschließlich aus marinen Schichten gebildeten Formation lassen sich nicht viele andere Pflanzenreste erwarten als Fucoiden oder Seegräser; nur in der Nähe der ehemaligen Küsten kommen auch eingeschwemmte Landpflanzen und sogar locale Kohlenbildungen vor. Man kennt aus solchen Schichten Farnkräuter, baumartige Farnstämme, Palmen, Cycadeen, Cupressineen (z. B. die im Quadersandstein und Pläner sehr verbreitete Geinitzia cretacea), Abietineen, ferner großblättrige Laubbäume, die ersten ihrer Ordnung, darunter Magnoliaceen und Myrtaceen, die auf ein tropisches oder wenigstens subtropisches Klima hindeuten. Thierreste sind dagegen überaus zahlreich. Unter den Foraminiferen spielen die Orbituliten, deren scheibenförmige Schalen oft ganze Schichten erfüllen (Orbitulitenkalke und Orbitulitensandsteine) eine Hauptrolle. Fossile Schwämme und Korallen sind durch zahlreiche Geschlechter und Arten vertreten. In der Klasse der Seeigel (Echiniden) erscheinen die symmetrischen Formen Ananchytes, Spatangus, Micraster, Toxaster u. s. w.) in einer reichen Entwicklung von Geschlechtern, Species und Individuen. Die Brachiopodengeschlechter Terebratula und Rhynchonella haben zahlreiche Arten. Unter den Muscheln (Conchiferen) erlangen eine vorzügliche Wichtigkeit durch die große Anzahl charakteristischer Species die Geschlechter Ostrea, Exogyra, Inoceramus u. a. — Eine ganz eigenthümliche und völlig ausgestorbene Familie, die lediglich auf die Kreideformation beschränkt ist, bilden aber die den Chamaceen nächst verwandten Rudisten (der Name von rudis, roh, rauh, mit den Geschlechtern Hippurites, Radiolites, Sphaerulites, Caprina). Ihre Schalen, zu Millionen angehäuft und mit einander verwachsen, haben im Kreidemeere ganze Bänke oder Riffe gebildet, wie die Austern und Korallen der Jetztwelt. Aus ihnen bestehen die Rudisten- oder Hippuritenkalke der Nord- und Südalpen. Unter den Schnecken (Gastropoden) sind die Nerineen, Actäonellen, Tornatellen, ferner Fusus, Rostellaria, Cerithium u. a. sehr zahlreich.

Eine ganz vorzügliche Bedeutung gewinnt ferner die Familie der Ammoneen, welche in der Kreideperiode die größte Mannigfaltigkeit ihrer Formen, aber auch

zugleich ihr Ende erreicht; höher aufwärts in den tertiären Formationen ist noch niemals ein Ammonit gefunden worden. Zu den eigentlichen Ammoniten gesellen sich in der Kreide die ammonitischen Nebenformen, jene merkwürdigen Geschlechter, deren Schalen theils noch in einer Ebene gewunden sind, jedoch mit abstehenden Umgängen (Scaphites, Ancyloceras), theils schraubenförmig aufgewunden (Turrilites) oder nur bogenförmig (Crioceras, Toxoceras) und hakenförmig (Hamites) gekrümmt, oder endlich ganz geradlinig (Baculites) gestreckt sind. Mit diesen Nebenformen verschwinden die Ammoneen vom Schauplatz der Erde, und mit ihnen hören am Ende der Kreideperiode auch die Belemniten auf, die in der obersten Kreide noch durch das Geschlecht Belemnitella repräsentirt sind.

Auch Krebse, kurzschwänzige (Krabben) sowohl als langschwänzige, und Fische (Kreis- und Kammschupper oder Cycloiden und Ctenoiden) sind reich vertreten. Die Pterodaktylen reichen bis in die weiße Kreide. Die Reste von Pt. giganteus, welche man in Kent fand, lassen auf Thiere mit 15—18 Fuß Spannweite der Flügel schließen, die somit die größten Flugvögel übertroffen haben müssen. Das große Sauriergeschlecht Mosasaurus (der Maassaurier) mit seinen 6 bis 7 Arten gehört ausschließlich der Kreide an. Aus der englischen Kreide werden endlich Reste von Schnepfen und albatrosartigen Vögeln erwähnt. Von Säugethieren hat man noch nichts gefunden. Das ist eine auffallende Lücke, aber wohl nur in unserer bisherigen Kenntniß, da man bereits aus dem oberen Jura Beutelthiere kennt.

Gliederung. Trotz der localen Unterschiede lassen sich bei den zahlreich übereinstimmenden Petrefacten die Schichtenreihen in Deutschland, Frankreich und England leicht in folgender Weise parallelisiren.

a) Untere Kreide.

In Deutschland	Frankreich	England
1. Hils	Neocomien	Lower Greensand (Unterer Grünsand)

Der Name Hils nach der Hilsmulde im Hannover'schen.

Neocomien bezieht sich auf den lateinischen Namen Neocomum der Stadt Neufchatel, wo die untersten Schichten der Formation sehr ausgezeichnet entwickelt vorkommen.

b) Mittlere Kreide.

2. Flammenmergel	{ Aptien Albien	Gault

Aptien nach dem Orte Apt im Depart. Basses Alpes.

Albien nach dem lateinischen Namen Alba des Depart. Aube.

Gault ein englischer Localname für die fetten Töpferthone bei Folkstone an der englischen Küste.

c) Obere Kreide.

3. Unterquader	Cénomanien	Upper Greensand (Oberer Grünsand)
4. Pläner	Turonien	Chalkmarl (Kreidemergel)
5. Ober-Quader	Sénonien u. Danien	Chalk (Kreide).

Cénomanien nach dem lateinischen Namen Cenomanum der Stadt Mans im Sarthe-Departement.

Turonien nach dem Touraine genannten Landstrich.

Senonien nach der Stadt Sens an der Yonne.

Danien nach der typischen Entwicklung auf Seeland in Dänemark.

In den Alpen und Karpathen gehören zur unteren Kreide: der Spatangenkalk (Toxaster complanatus), Schrattenkalk und Caprotinenkalk, die Roßfelder-Schichten (am Roßfelde bei Hallein), die weißen Aptychenkalke mit Aptychus Didayi; die Teschener Schiefer, Teschener Kalke und die Wernsdorfer Schichten in Mähren und Schlesien. Zur mittleren Kreide: der Godula-sandstein der Nordkarpathen. Zur oberen Kreide: die Rudistenkalke (diese bilden zum größten Theile das durch seine Dolinen, unterirdischen Wasserläufe und Höhlen so merkwürdige Karstplateau) und die z. Th. kohlenführende Gosauformation (nach der Gosau im Salzkammergut); in den Nord-Karpathen der Istebner Sandstein.

Die mitteldeutsche Kreide in Sachsen, Böhmen, Schlesien und Mähren besteht nur aus Schichten der oberen Abtheilung, die sich folgendermaßen gliedern:

A. Unterquader. 1. Pflanzenquader mit Kohlen oder Perutzer Schichten, 2. Mariner Unterquader und Grünsandstein, oder Korycaner-Schichten (Sandstein von Klein-Skal, Muschelfels von Koschitz im Plauen'schen Grund bei Dresden, Quader von Dippoldiswalda u. s. w.).

B. Mittelquader, Plänersandstein, Plänerkalk und Plänermergel. a) Sandiger Pläner, Grünsandsteine und Quadersandsteine. 3. Weißenberger Schichten. 4. Malnicer Schichten. 5. Iser-Schichten. (Quadersandstein der sächsischen und böhmischen Schweiz, des Tetschner Schneeberges, der Adersbacher und Weckelsdorfer Felslabyrinthe, der Heuscheuer.) b) Kalkiger und thoniger Pläner. 6. Teplitzer Schichten, Plänerkalk. 7. Priesener Schichten, Oberplänermergel (Baculitenschichten bei Priesen und thoniger Pläner im Bunzlauer, Königgrätzer und Chrudimer Kreis.)

C. Oberquader. 8. Chlomeker Schichten (Sandstein von Chlomek bei Jungbunzlau, Sandstein von Groß-Skal bei Turnau und Sandstein der Prachover Felsen bei Gitschin.)

Viertes Weltalter.

Die känozoische Periode oder die Neuzeit der Erde.

Die auf die Kreide folgenden tertiären Formationen zeigen einen mehrfachen Wechsel von Süßwasser- und Meeresbildungen, was auf bedeutende Bodenschwankungen und Niveauveränderungen der Meere während der Tertiärperiode hindeutet. In der That fällt in diese Periode auch die letzte Ausbildung oder die letzte Hebung der Kettengebirge, und ebenso war die Tertiärzeit eine Zeit großartigster vulkanischer Thätigkeit, die sich in dem Hervorbrechen der sich zu ganzen Gebirgen aufthürmenden Trachyte und Basalte äußerte. In petrographischer Beziehung sind die tertiären Bildungen sehr mannigfaltig zusammengesetzt. Feste Conglomerate (Nagelfluhe), compacte Kalke (Grobkalk), Sandsteine und Schiefer finden sich ebensowohl, wie weiche Sandsteine (Molasse), lose Sande und plastischer Thon (Tegel). Die marinen Ablagerungen sind reich an Salz, Gyps, Schwefel und Petroleum, die Süßwasserschichten reich an Braunkohlen. Das Vorkommen von Braunkohlen ist so charakteristisch für die tertiären Formationen, daß man diese auch wohl das Braunkohlengebirge genannt hat, dagegen zeigen sich die tertiären Ablagerungen arm an Erzen. Eisenerze und zwar Brauneisenerze (Bohnerze, Raseneisensteine u. s. w.) sind fast die einzigen Erzvorkommnisse. In paläontologischer Beziehung ist vor Allem wichtig, daß Ammoniten und Belemniten völlig ausgestorben sind, ebenso wie die Enaliosaurier und Dinosaurier. Dagegen gehören der känozoischen Periode die zwei ersten großen Säugethierschöpfungen an, die gleichzeitig mit einer hoch ent-

wickelten Flora, in der die höchsten Pflanzenformen, kronenblüthige Pflanzen, schon reich vertreten sind, erscheinen.

Europa tritt uns zur Tertiärzeit als ein beträchtliches, von zahlreichen Meeresarmen durchschnittenes Festland entgegen, das einer reichen Pflanzen- und Thierwelt eine geeignete Stätte zur Entwicklung darbot, welche uns auf ein fast tropisches Klima schließen läßt. Die immergrünen Urwälder mit ihren Feigen-, Lorbeer-, Kampher- und Seifenbäumen, ihren Myrten und Palmen passen sehr wohl zu den Repräsentanten der Säugethiere, zu den zahlreichen tapirartigen Paläotherien, zu den Mastodonten, Moschusthieren und Affen, welche in denselben hausten. Ebenso weisen die Meeresthiere, die Fische wie die Mollusken, auf ein entschieden wärmeres Klima als heutzutage hin.

Die Kenntniß der Tertiärformationen ging von Frankreich aus. Die französischen Gelehrten wiesen im Pariser Becken zwei marine Tertiärformationen nach, die durch den Gyps vom Montmartre getrennt sind und sich in ihren organischen Resten wesentlich von einander unterscheiden. Deshayes zeigte ferner, daß die älteren Pariser Tertiärschichten weniger (etwa nur 3 Perc.) jetzt noch lebende Conchylienarten enthalten, als die Tertiärablagerungen bei Wien und Bordeaux, in welchen 18 Perc. lebende Arten, oder als die Tertiärschichten am Fuße der Apenninen, in welchen mehr als 35 Perc. noch lebende Arten vorkommen. Auf diese durch Deshayes ermittelten, freilich ganz einseitig nur auf eine einzige Thiergruppe Rücksicht nehmenden und nach dem jetzigen Standpunkt unserer Kenntniß auch sehr unrichtigen Procentverhältnisse zwischen ausgestorbenen und lebenden Conchylienarten gründete Lyell (1832) seine Eintheilung der Tertiärablagerungen in drei Formationen: 1. Eocän (die Morgenröthe eines neuen Schöpfungstages andeutend) oder alttertiär, 2. Miocän (weniger neu) oder mitteltertiär und 3. Pliocän (mehr neu) oder jungtertiär, obertertiär. Neuere Forschungen haben gezeigt, daß die Zahl der noch lebenden Conchylienarten in den eocänen Schichten auf 1 Perc. herabsinkt, während sie in den miocänen Schichten weit beträchtlicher ist, als man früher annahm. Der Unterschied zwischen Eocän und Miocän ist daher ein viel größerer als zwischen Miocän und Pliocän. Hörnes hat daher, besonders mit Rücksicht auf die österreichischen Verhältnisse, die beiden oberen Gruppen in eine unter dem Namen Neogenformation vereinigt, und Prof. Beyrich in Berlin hat zwischen Eocän und Miocän ein Oligocän eingeschoben, das wir jedoch ebenso gut auch als Obereocän bezeichnen können.

10. Die Eocänformation oder das Zeitalter der Nummuliten und der Paläotherien.

Die Eocänformation, auch das ältere Tertiär- oder Braunkohlengebirge genannt, tritt theils beckenausfüllend theils gebirgsbildend auf. Am schönsten und regelmäßigsten sind die beckenförmig über einander liegenden Niederschläge der Eocänzeit in den Becken von London und Paris. Im Pariser Becken folgen über der Kreide plastische Thone mit Meeressand, dann Grobkalk, reich an Meeresconchylien und Foraminiferen, weiter Meeressand mit Austern und Pholaden und endlich Gyps (Gyps vom Mont-

martre) und Sumpfkalk mit den Einschlüssen der merkwürdigen Landsäugethiere, welche zusammen die erste große Säugethierschöpfung bilden und, jetzt gänzlich ausgestorben, als Uebergangsformen der wasserbewohnenden Flossensäugethiere zu den eigentlichen Nägel und Hufe tragenden Säugethieren angesehen werden dürfen.

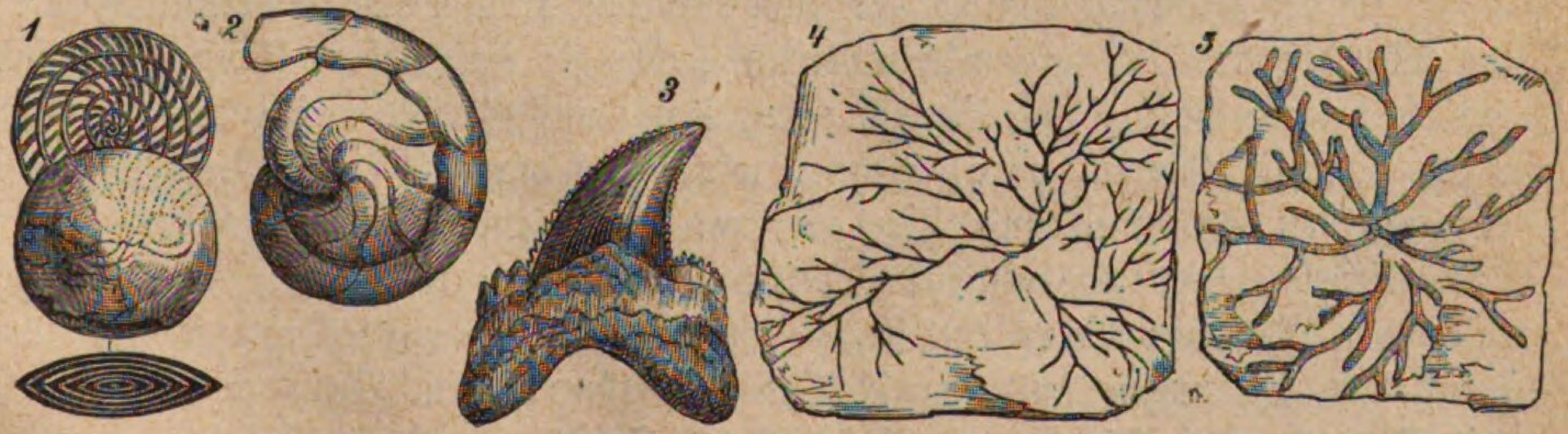
Fig. 117.



Eocäne Säugethiere.
1 Palaeotherium magnum. 2 Anoplotherium commune. 3 Xiphodon gracile.

Die wichtigsten Formen sind: Palaeotherium und Anchitherium, tapirähnliche Unpaarhufer, die Vorläufer der Pferde; Lophiodon (Hügelzahn), halb Tapir halb Rhinoceros; Anthracotherium (Kohlenthier) das Urschwein, und das langhalsige und langschwänzige Anoplotherium (unbewaffnetes Thier), paarhufig, der Vorläufer der Wiederkäuer. Es gab also in der Eocänzeit noch keine echten Rhinocerosse, Pferde, Tapire, Schweine und Wiederkäuer; alle diese treten erst in der Miocänzeit auf, haben aber ihre Vorläufer in der Eocänzeit. Neben jenen Dickhäutern findet man in den eocänen Schichten auch schon Reste von Nagern, Raubthieren, Flederthieren und Affen; Dryopithecus Fontani (der Waldaffe), von welchem man einzelne Zähne mit Palaeotherium zusammen in den Bohnerzgruben von Frohnstätten auf der schwäbischen Alp fand, gehörte zu den menschenähnlichen Affen und erinnert bereits an den Orang-Utang.

Fig. 118.



Eocäne Versteinerungen.
1 Nummulites. 2 Nautilus (Aturia) lingulatus. 3 Carcharodon hetorodon. 4 Chondrites intricatus. 5 Chondrites Targionii.

In den Alpen und Karpathen nehmen die eocänen Schichten noch wesentlich an der Gebirgsbildung theil. Sie setzen nämlich die äußeren Randzonen dieser Gebirge zusammen und bestehen theils aus einem vorherrschend kalkigen unteren Glied, dem Nummulitenkalk, der seinen Namen von den Nummuliten (Münzensteinen) hat, den münzenförmigen Schalen von Foraminiferen mit gekammerten inwendigen Spiralen, einer Form, welche für die Eocänzeit durchaus charakteristisch ist; theils aus einem vorherrschend sandigen und mergeligen oberen Glied, der Flyschbildung, zu welcher der größte Theil des sog. Wienersandsteines (im Wiener Walde) und ein großer Theil des Karpathensandsteines gehört. Die Nummulitenkalke sind das am weitesten verbreitete Glied der Eocänformation, indem sie vom Süd- und Nordabhange der Pyrenäen durch die ganze alte Welt bis nach Japan nachgewiesen sind, überall noch mit einem großen Reichthum an anderen Meeresthierresten außer den Nummuliten. In der Flyschbildung sind Seegräser oder Fucoiden (Chondrites) das häufigste Fossil. (Fig. 118, 4 und 5).

11. Die Neogenformation oder das Zeitalter der Mastodonten.

Die neogenen Bildungen (oder das jüngere Braunkohlengebirge) zeigen in noch höherem Grade als die eocänen einen mannigfaltigen Wechsel von Salz-, Brack- und Süßwasserbildungen, sie treten aber nicht mehr gebirgsbildend auf, wie diese, sondern erfüllen beckenförmig die Niederungen zwischen den Massengebirgen und den Kettengebirgen und sind von der letzten Hebung der Kettengebirge nur wenig berührt worden. Die durchgreifenden Veränderungen, welche mit dem Beginn der Neogenperiode vor sich gehen, stehen im Zusammenhange vor Allem mit den gewaltigen Reactionen des Erdinnern gegen die Oberfläche, wie sie sich in der Eruption ungeheurer Massen von trachytischen und basaltischen Gesteinen kundgeben, durch welche die Basaltgebirge in Mitteldeutschland (Eifel, Siebengebirge, Westerwald, Vogelgebirge, Rhön) und in Böhmen, sowie die ungarischen und siebenbürgischen Trachytgebirge gebildet wurden, und welche durch ihre Tuffe und Conglomerate sehr wesentlich zur Schichtenbildung der Neogenperiode beigetragen haben. Diese Massen, die in dem Innern der Erde, dem sie entstiegen, entsprechende Höhlungen zurücklassen mußten, verursachten andererseits wieder Einsenkungen, in welche sich die Wasser zurückziehen konnten.

In der Mannigfaltigkeit der jungtertiären Ablagerungen orientiren wir uns am sichersten nach den organischen Resten, welche sie einschließen. Treffen wir irgendwo Kalke und Mergel mit Landschnecken, Sand und Gerölle mit Knochen und Zahnresten von Landthieren, oder begegnen wir einem der zahlreichen Braunkohlenflötze, das aus den Stämmen und Zweigen von Sumpfcypressen (Taxodium), Tannen und Eichen (Quercus lignitum) besteht, dazwischen wohl auch die Reste eines thierischen Waldbewohners enthält, so wissen wir, daß wir es mit fluviatilen oder lacustrinen Bildungen auf dem Festlande zu thun haben. Wenn andererseits Kalke mit Seeigeln oder Sande mit Austern und Cerithien, mit Haifischzähnen und Delphin-Knochen vorliegen, oder Thone mit zahlreichen Molluskenschalen, so wissen wir,

daß wir hier vom Festland auf den ehemaligen Meeresgrund treten. An vielen Orten kündet sich das alte Ufer auch noch durch einen Horizont von Bohrmuscheln an, die in die Felsen des alten Strandes sich eingenagt hatten, oder es mischen sich da abgerollte Knochen und Zähne von Landthieren und einzelnen Landpflanzen mit Meermuscheln und Fischresten. Vielfach finden wir auch zarte Schiefer von Bitumen durchdrungen, darauf Blätter, Blüthen und Früchte von Landgewächsen, Käfer, Ameisen und Wasserjungfern gemengt liegen mit Lagunenpflanzen und Lagunenthieren, das sind Ablagerungen von Süßwasser-Seen, die von Zeit zu Zeit durch Sturmfluthen gesalzen wurden, oder von brackischen Mündungsgegenden größerer Flüsse.

Die neogenen Ablagerungen sind, zumal in den Ländern der österr.-ung. Monarchie, reich an technisch wichtigen Vorkommnissen; mächtige Braunkohlenlager finden sich in Böhmen, Steiermark, Ungarn und Siebenbürgen; Steinsalz in den Karpathengebieten. Die Salzlager Galiziens (Wieliczka, Bochnia u. s. w. S. 94), Ungarns und Siebenbürgens gehören sämmtlich der Neogenformation an.

Fig. 119.



Neogene Pflanzen und Insecten.

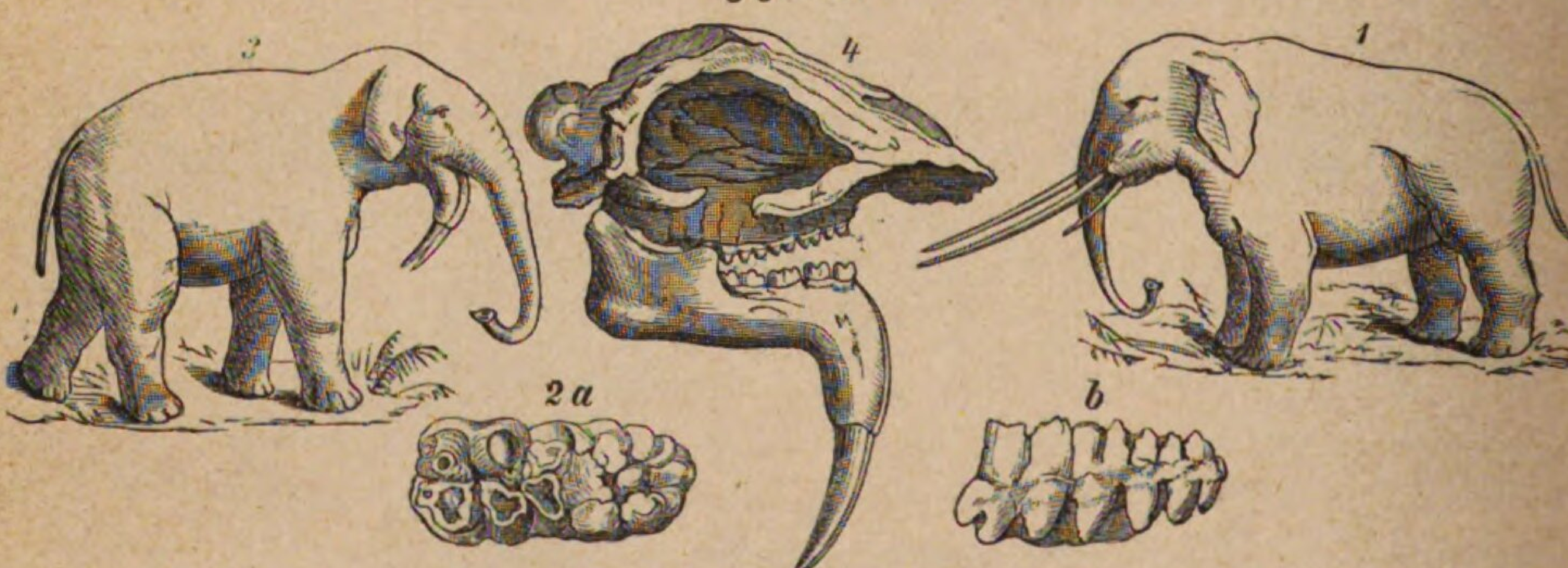
1 Sabal major, eine Fächerpalme. 2. Cinnamonum, Zimmtbaum. 3 Laurus princeps, Lorbeer. 4 Glyptostrobus, eine Cypresse. 5 Taxodium dubium, Sumpfcypresse. 6 Planera, den Ulmen verwandt. 7 Myrica, Wachsbaum. 8 Acer trilobatum, Ahorn. 9 Rhynchites Dionysus, ein Rüsselkäfer. 10 Myrmica tertiaria, eine Ameise.

Die Flora der Neogenzeit, indem sie eine Mischung echt tropischer Pflanzenformen mit solchen der gemäßigten Zonen zeigt, deutet den klimatischen Wechsel an, welcher sich seit der Eocänzeit vollzog. In die Miocänzeit fallen die ersten Anfänge einer gemäßigten Zone; in der Miocänflora Mitteleuropa's sind Pflanzentypen vertreten, welche jetzt über alle Welttheile zerstreut sind, darunter besonders viele amerikanische Arten. Neben Palmen und Bambusen, neben Lorbeer-, Kampher- und Zimmtbaum, ferner neben Magnolien, Myrten, Seifenbäumen, Mimosen, Acazien und Cäsalpinien finden sich Platane, Feige, Pappel, Ahorn, Kastanie, Ulme, Nußbaum, Haselnuß, Hainbuche, Weide, Birke, Erle und Eiche und ebenso Sequoien, Taxodien und dreinadelige Pinusarten. Osw. Heer sagt von der Miocän-Flora, daß

sie mit ihrem Reichthum an Baumformen (er zählt aus dem Schweizer Miocän allein 291 Arten) den Charakter der südlichen Wälder darstellte. Im Schatten der feuchten Wälder wucherten die Farnkräuter, während das Unterholz ein Gesträuche war von Weiden, Erlen, Kornelkirschen, von Kreuzdorn und Stechpalmen. Mitten in den Morästen waren da und dort kleine Landseen, mit den Blättern von Nympheen und Victorien bedeckt, darin Schildkröten und Krokodile sich tummelten, die Ufer waren mit hohen Schilfen bewachsen. In der That werden wir uns eine jungtertiäre Landschaft Europa's am besten unter einem Landschaftsbild der subtropischen Zone unserer Tage vorstellen.

Dieser Flora entspricht auch die Säugethier-Fauna der Neogenperiode oder die zweite Säugethierschöpfung. Die Hauptrolle spielen eigenthümliche, jetzt gänzlich ausgestorbene Elephanten und Rhinocerosse. Die Elephanten der Neogenperiode haben noch keine Backenzähne mit blättrigem Bau, sondern zitzenförmige, schweinsartige Backenzähne, die durch außerordentlich dicken Schmelz ausgezeichnet sind. Wegen ihrer Zitzenzähne hat man sie Mastodonten genannt.

Fig. 120.



Neogene Säugethiere.
1 Mastodon longirostris (restaurirt). 2. Backenzahn von Mastodon longirostris, a Kaufläche, b Seitenansicht. 3 Dinotherium giganteum (restaurirt). 4 Schädel von Dinotherium giganteum.

Manche Arten, wie Mastodon longirostris, von welchem man häufig Reste im Belvederschotter von Wien findet, hatten 4 Stoßzähne, 2 große schwachgebogene im Oberkiefer, 2 kleine gerade im Unterkiefer. Das Thier wurde nach Kaup 11 Fuß hoch und 18 Fuß lang. Ein würdiges Seitenstück bildet der stete Begleiter der Mastodonten das Dinotherium („Schreckensthier"), ein Rüsselthier mit 2 dicken hakenförmig nach unten herabhängenden Stoßzähnen im Unterkiefer und mit tapirartigen Backenzähnen. Jetzt begegnen wir auch schon einem Rhinoceros mit einfachem Horn (Rh. sansaniensis) und einem ohne Horn (Aceratherium incisivum). Das Pferd der Neogenperiode (Hippotherium oder Hipparion) war von der Größe eines Esels und hatte noch zwei Nebenhufe. Die Ordnung der Wiederkäuer ist repräsentirt durch Hirsche (Cervus), Moschusthiere (Palaeomeryx), Giraffen (Hela-

dotherium), Antilopen und Gazellen; die der Raubthiere durch eine große Katze (Machairodus, Schwertzahn) und durch ein hundeartiges Raubthier (Amphicyon). Unter den Nagethieren begegnen wir schon dem Biber und dem Murmelthier, und unter den miocänen Affen Europa's theils langschwänzigen Formen (Mesopithecus pentelicus), welche den Meerkatzen auf Ceylon und in Bengalen nahe stehen, theils Formen wie Pliopithecus, welche Verwandtschaft mit dem Gibbon zeigen.

Während der Neogenperiode bildeten die Niederungen in der Umgegend von **Wien** südlich und nördlich von der Donau, welche die Geologen als das **Becken von Wien** bezeichnen, den Boden eines nach Nord, Ost und West weit ausgedehnten Meeres, eines Meeres, welches nach Westen durch die ehemalige Meerenge zwischen St. Pölten und Krems mit dem oberen Donaubecken, das sich durch Baiern bis in die Schweiz fortsetzt, im Zusammenhang stand, nach Osten mit dem großen unteren Donaubecken und nach Norden durch einen schmalen Saum auch mit der galizischen Tiefebene. Gegen den Schluß der Neogenperiode traten an die Stelle dieses Meeres, wahrscheinlich in Folge von langsamer Hebung des Landes ausgedehnte Süßwasserbecken, so daß man in den neogenen Ablagerungen des Wiener Beckens **marine, halbbrackische, brackische** und **Süßwasserschichten** unterscheiden kann, die zwar alle in gleicher Weise aus Lagen von Tegel, Sand und Schotter mit mehr oder weniger untergeordneten Kalksteinbänken bestehen, sich aber durch die organischen Reste, welche sie einschließen, leicht unterscheiden lassen.

Fig. 121.



Idealer Durchschnitt des Beckens von Wien.
kr. Krystallinische Gesteine des Leitha-Gebirges. W.S. Wiener Sandstein. I Mediterrane Stufe: a Conglomerat, b Leithakalk, c mariner Sand und Tegel, II Sarmatische Stufe. III Brackische und Süßwasserstufe.

Gliederung der Neogenformation im Becken von Wien. Die Schichten lassen sich von unten nach oben, wie zuerst Prof. **Sueß** gezeigt hat, in folgender Weise anordnen:

A. **Untere Abtheilung. Marine** oder **mediterrane Stufe** mit einer überaus reichen Meeresfauna (nahezu 900 Arten von Gastropoden und Bivalven, nebst Korallen, Bryozoen, Balanen, Brachiopoden, Cephalopoden, Krebsen, sowie Resten von Haifischen, Rochen und Seesäugethieren), die im Allgemeinen einen mediterranen Charakter zeigt bereichert durch tropische Formen. a) Randbildungen: Gerölle, Conglomerate und Kalke, nach ihrem Vorkommen am Leithagebirge gewöhnlich Leithakalke genannt, oder nach den diese Kalke hauptsächlich zusammensetzenden organischen Resten (Nullipora ramosissima, eine kalkabsondernde Alge, und Amphistegina Haueri, eine Foraminifere) als Nulliporen- und Amphisteginenkalke bezeichnet. Diese Randbildungen steigen bis zu Höhen von 1200 Fuß über dem Meere an. Zahlreiche Werksteinbrüche am Leithagebirge, längs des

Bruchrandes der Kalkalpen südlich von Wien, und in der Gegend von Zogelsdorf und Eggenburg. b) Seicht- und Tiefwasserbildungen: 1. Schichten von Molt, Sande von Loibersdorf, Sande von Gauderndorf, Schichten von Eggenburg, Schlier. Diese Ablagerungen sind wahrscheinlich älter als die folgenden: 2. Badener Tegel, Grinzinger Tegel, Sande von Neudorf und Pötzleinsdorf.

B. Mittlere Abtheilung. Sarmatische Stufe: Halbbrackisch, mit einer armen einförmigen Fauna, die ihrem Charakter nach am meisten mit der Fauna des schwarzen Meeres übereinstimmt. a) Oberer sarmatischer Tegel oder Muscheltegel mit Tapes gregaria, Cardien, Ervillien und Fischresten (im artesischen Brunnen auf dem Getreidemarkte in Wien 300 Fuß mächtig). b) Sarmatische Sande und Sandsteine (die sog. Cerithiensande) mit Cerithium pictum, Cer. rubiginosum, Murex sublavatus, Trochus podolicus, Buccinum baccatum, Tapes gregaria, Mactra podolica, Cardium obsoletum, C. plicatum etc. — Die reichste wasserführende Schichte im Gebiet der Stadt Wien; auf der Türkenschanze Sandgruben, welche den Bausand für Wien liefern und bei Atzgersdorf zahlreiche Steinbrüche, in welchen Bruchsteine gewonnen werden. c) Unterer Tegel (Hernalser Tegel) mit Sanden nnd Geröllen, reich an Pflanzenresten, Fischen, Schildkröten (Trionyx), Seesäugethieren (Phoca, Delphinus, Cetotherium), nebst wenigen Conchylien (fast nur Rissoen und Paludinen, daher auch Rissoentegel). Sämmtliche Ziegeleien westlich von Wien d. i. die Ziegeleien von Breitensee, Ottakring, Hernals, sowie die Ziegeleien an der Nußdorferstraße sind in diesem Tegel angelegt.

C. Obere Abtheilung. Brackische und Süßwasserstufe: a) Congerientegel (oder Inzersdorfer Tegel), plastische Thone mit untergeordneten Sand- und Geröllablagerungen, 300 bis 400 Fuß mächtig. In paläontologischer Beziehung lassen sich 3 Etagen unterscheiden, eine obere mit Congeria sublobosa, C. spathulata, Melanopsis vindobonensis, und M. pygmea; eine mittlere mit Cong. Partschi und Mel. Martiniana, und eine untere mit Cong. triangularis und Mel. impressa. Sämmtliche Ziegeleien des Wiener- und Laaerberges, namentlich die großen Ziegeleien von Inzersdorf sind in diesem Tegel angelegt. Nicht selten Reste von Mastodon longirostris, Dinotherium giganteum, Aceratherium incisivum, Hippotherium gracile, Cervus, Sus etc. b) Belvederschichten, fluviatile Sande und Gerölle bei Wien, (Belvederschotter nur aus Urgebirgsgeschieben bestehend, und Belvedersand von gelber Farbe) bis zu 60 Fuß mächtig, mit Blattabdrücken, verkieselten Hölzern (Thuioxylon juniperinum, Betula, Carpinus, Fagus, Tilia etc.) und denselben Säugethierresten, wie im Congerientegel. (Vgl. ferner noch Tabelle IV. Ueberſicht der geologischen Verhältnisse des Wiener Beckens nach Th. Fuchs, im Anhang.)

In neuester Zeit hat einer der gründlichsten Kenner tertiärer Conchylien, C. K. Mayer in Zürich, die Tertiärbildungen in 12 mit besonderen Namen belegte Stufen oder Etagen gebracht, welche als Folgen von bedeutenden, wenn auch mehr oder weniger localen Gestalt-Veränderungen des Meeres nicht nur in Europa, sondern über die ganze Erde zu erkennen seien.

Diese Stufen sind von unten nach oben:

Eocän.

1. Soissonische Stufe. Sand und plastischer Thon von Soissons; die unteren Sande und Süßwasserkalke von Rilly im Pariser Becken und der plastische Thon im Pariser Becken.

2. Londonische Stufe. Thon von London; obere Thone mit Braunkohlen von Meudon im Pariser Becken; Meeressand von Cuisse Lamotte; Nummulitenschichten der oberen Garonne.

3. Pariser Stufe. Grobkalk-Gruppe von Paris; die Sande und Thone von Bagshot und Brackesham unfern London; Nummuliten-Bildung der Cantone Schwyz, Glarus, Appenzell. Nummulitenschichten von Kressenberg in den bayerischen Voralpen.

4. Bartonische Stufe. Bartonthon und Sand auf der Insel Wight; Süßwasserkalk von St. Oueu und Sand von Beauchamp; Nummulitenbildung der Ralligenstöcke und in Italien, Wiener Sandstein zum Theile. Obere Nummuliten von Biarritz.

Oligocän.

5. Ligurische Stufe. Meeressand von Lethen in Belgien; oberste (Bembridge- und Osborne-Schichten) des Londoner Beckens; Sand von Egeln; Braunkohlen der Mark; Bernstein-Formation; Bohnerz-Ablagerungen von Kandern in Baden, von Frohnstetten u. a. O. in Würtemberg, von Egerkingen, La Sarraz u. a. O. in der Schweiz. Gyps vom Montmartre. Flysch der Appenzeller Berge. Macigno des Apennins.

6. Tongrische Stufe. Thone mit Cyrena convexa bei Tongern in Belgien. Septarien-Thon in Belgien, bei Kreuznach und in Nord-Deutschland; Meeressand von Weinheim; Meeres-Molasse von Basel, Pruntrut, Delsberg. Untere Blätter- und Meeres-Molasse in Bayern. Asterien-Kalke von Bordeaux, Sandstein von Fontainebleau (untere Abtheilung). Nummulitenkalk der Diablerets und des Dent du Midi.

7. Aquitanische Stufe. Untere Braunkohlen-Bildung vom hohen Rhonen, rothe Molasse vom Rigi. Cyrenen-Schichten von Mainz und von Südbayern. Niederrheinische und Westerwalder Braunkohlen-Formation. Untere Faluns bei Bordeaux, Fontainebleau (obere Abtheilung). Schichten von Molt im Wiener Becken. Braunkohlen von Radoboy und Sotzka. Zilthalkohle in Siebenbürgen.

Miocän.

8. Mainzer Stufe. Cerithien und Landschnecken-Kalk von Mainz. Marine-Bildung von Baselland, Frickthal, Randen. Graue Süßwasser-Molasse von Lausanne, Develier. Sande von Loibersdorf, Grund u. a. O. im Wiener Becken. Süßwasserkalk von Ulm, Zwiefalten in Würtemberg, Kleinkems in Baden. Braunkohlen von Kaltennordheim. Gelbe Sande von Saucats und Bordeaux. Kalk von la Beauce.

9. Helvetische Stufe. Muschelsandstein und subalpine Schweizer Molasse von St. Gallen, Bern, Belpberg; Muschelsandstein von Günzburg; Litorinellen-Kalk im Mainzer Becken. Leithakalk und Cerithien-Schichten im Wiener Becken; Oberste Schichten des Faluns bei Bordeaux. Sandsteinfindlinge von Schleswig-Holstein und Mecklenburg.

10. Tortonische Stufe. Blaue Mergel mit Conus canaliculatus und Ancillaria glandiformis von Tortona; obere Süßwasser-Molasse der Schweiz; Oeningen; Braunkohlenbildungen von Schoßnitz in Schlesien und in der Rhön; Knochensand von Eppelsheim im Mainzer Becken; Inzersdorfer Schichten und Belvedere-Schichten im Wiener Becken.

Pliocän.

11. Piacentische Stufe. Blaue Mergel von Castellarquato u. a. O. im Piacentinischen, im Modenesischen; blaue und gelbe Mergel von Caltanisetti, Miletello in Sicilien, rother und Korallen-Crag von Suffolk.

12. Astische Stufe. Gelbe und blaue Sande von Asti u. a. O. in Piemont, von Modena, Toscana; Crag mit Säugethier-Knochen von Norwich. Kalk von Messina.

Fünftes Weltalter.

Die anthropozoische Periode oder die Jetztzeit der Erde.

Große durchgreifende Veränderungen der physikalischen Verhältnisse traten nach dem Ende der tertiären Periode ein. Auf das wärmere gemäßigte Klima der Neogenzeit folgte ein kälteres schnee- und regenreiches Klima. Die Tertiärflora unterlag; Gebirge, welche heute frei von Gletschern sind, bedeckten sich mit ewigem Schnee und Eis, und Thiere, welche jetzt auf den hohen Norden beschränkt sind, wohnten im Herzen Europas, bis allmählig nach dieser Gletscherperiode, die man auch als die Eiszeit der Erde bezeichnet, der gegenwärtige Zustand der Dinge eintrat. Es würde zu weit führen, auf die verschiedenen Theorien zur Erklärung der Eiszeit einzugehen; die Erscheinungen aber, aus welchen wir auf eine solche Eiszeit

schließen können, treten uns ebensowohl in den Gebirgen, wie in den Ebenen entgegen, dort in den Resten der Moränen der einstigen Gletscher, hier in den erratischen Blöcken oder Irrblöcken, deren Transport von ihrer ursprünglichen Heimath auf ihre jetzige Lagerstätte (die erratischen Blöcke in der deutschen Tiefebene stammen von Skandinavien), bei den Dimensionen solcher Blöcke und bei der großen Entfernung von ihrem Ursprungsorte nur durch Eis, entweder auf dem Rücken von Gletschern oder von schwimmenden Eisbergen, denkbar ist. In diese jüngste Periode der Erdgeschichte fällt gleichzeitig das erste Auftreten des **Menschen** auf dem Schauplatz der Erde.

Fig. 122.



Pierre des Marmettes, erratischer Granitblock bei Monthey in Unter-Wallis, $20._{5}$ Met. lang, $9._{7}$ Met. hoch, $10._{2}$ Met. breit, mit 2027 Cubikmet. Inhalt, 150,000 Ctr.. Gewicht, stammt aus dem Thale von Ferret von der Ostseite des Montblanc.

Die Ablagerungen der anthropozoischen Periode bezeichnet man im Gegensatze zu den tertiären Bildungen als **Quartär-Formation** oder im Gegensatze zu eocän, miocän und pliocän auch als **pleistocäne** (neueste) oder **postpliocäne** Bildungen.

12. Die Quartärformation oder das Zeitalter des Mammuths und des Urmenschen.

Die quartären Ablagerungen oder das aufgeschwemmte Gebirge der älteren Geologen bestehen aus Geröllen und Geschieben, welche häufig zu Conglomerat gebunden sind, sowie aus Sand, Lehm und Thon. Als jüngste geologische Bildungen erfüllen sie vorzugsweise die Ebenen und die Thäler und bilden den unmittelbaren Untergrund der meisten größeren Städte Europa's, wo sie in Sandgruben, Kellern und Brunnen vielfach aufgeschlossen sind. Gewöhnlich unterscheidet man dann noch die älteren quartären Bildungen als Diluvium von den jüngeren, dem Alluvium, indem man unter letzterem Namen alle gegenwärtig noch vor sich gehenden Neubildungen zusammenfaßt. Allein abgesehen davon, daß der Name Diluvium, welcher seinen Ursprung einer durch Nichts erwiesenen Vorstellung von einer ungeheuren Ueberschwemmung, einer sogenannten Sintfluth, d. h. einer allgemeinen großen Fluth, welche einst, wie die Sagen so vieler Völker erzählen, über die Erde hereingebrochen sein soll, oder der in der Bibel erzählten Sündfluth (lat. diluvium) verdankt, kein sehr passender ist, so stößt man auch bei dem Versuche eine schärfere Grenze zwischen den diluvialen und alluvialen Ablagerungen zu ziehen, auf große Schwierigkeiten.

Die quartären Bildungen sind vorherrschend fluviatilen und lacustrinen Ursprungs, während marine Ablagerungen eine geringe Rolle spielen, da die Continente und Meere nach der Tertiärperiode in ihren jetzigen Umrissen bereits der Hauptsache nach fertig gebildet waren. Für die Geröll- und Sandschichten, wie sie in allen Fluß- und Bachthälern vorkommen, wie sie alte Seebecken und ebenso auch den Boden der meisten Höhlen ausfüllen, ist ihr Ursprung leicht nachweisbar; nur in Beziehung auf die Bildung der eigenthümlichen, vorzugsweise als diluvial bezeichneten Lehmablagerungen, welche man Löß nennt, sind die Ansichten der Geologen sehr getheilt. Unter Löß (der Name wird von lose, so viel als locker, abgeleitet) versteht man nämlich den feinen lockeren, etwas kalkhaltigen gelbbraunen Schlamm oder Lehm, wie er sich weitverbreitet in mehr oder weniger mächtigen Ablagerungen als Thallöß in allen mittel- und südeuropäischen Flußniederungen, namentlich im Rheinthal, an der Maas, an der Schelde u. s. w. und ebenso im ganzen Rhone- und Donaugebiet u. s. w., als Berglöß aber auch an allen Berggehängen, in muldenförmigen Vertiefungen niederer Plateaulandschaften, im Hügelland und Mittelgebirge findet. Wenn er rein ist, zeichnet er sich durch den vollständigen Mangel an Schichtung und durch die Neigung, in senkrechten Wänden abzustürzen aus. Auch in der Umgegend von Wien ist Löß weitverbreitet. Er bildet die Hochufer der Donau, d. h. die das Inundationsgebiet des Stromes beiderseits abgrenzenden Terrassen. Die Erklärung der Lößbildung wurde in der verschiedenartigsten Weise versucht. Während die Einen im Löß den weitausgebreiteten Gletscherschlamm der großen Gletscher der diluvialen Eiszeit sehen, halten ihn Andere für einen Absatz aus großen Seen der Vorzeit; allein beiden Ansichten wider-

sprechen die organischen Reste, welche man im Löß findet. Die Lößschnecken nämlich, welche man in so großer Anzahl und überall in gleicher Weise im Löß eingebettet findet, sind nicht die Gehäuse von solchen Schnecken, welche in Flüssen, Seen oder Sümpfen vorkommen, sondern sie gehören durchaus Landschnecken an, welche in feuchtem Moose, am Grase und an Kräutern leben; am häufigsten sind die Gehäuse von Succinea, Pupa und Helix, von welchen die meisten Arten gegenwärtig noch leben. Der Löß muß daher ein Landgebilde sein, und die wahrscheinlichste Erklärung seiner Bildung ist die, daß derselbe sich aus dem fein geschlämmten und zerriebenen Material bildet, welches die obersten mit vermoderten Pflanzenstoffen vermengten und verwitterten Erdschichten liefern, und das der Regen von den höheren Punkten in die Niederungen gewaschen hat und noch fortwährend wäscht.

Fig. 123.



Lößschnecken.
1 Succinea oblonga. 2 Pupa muscorum
3. Helix hispida.

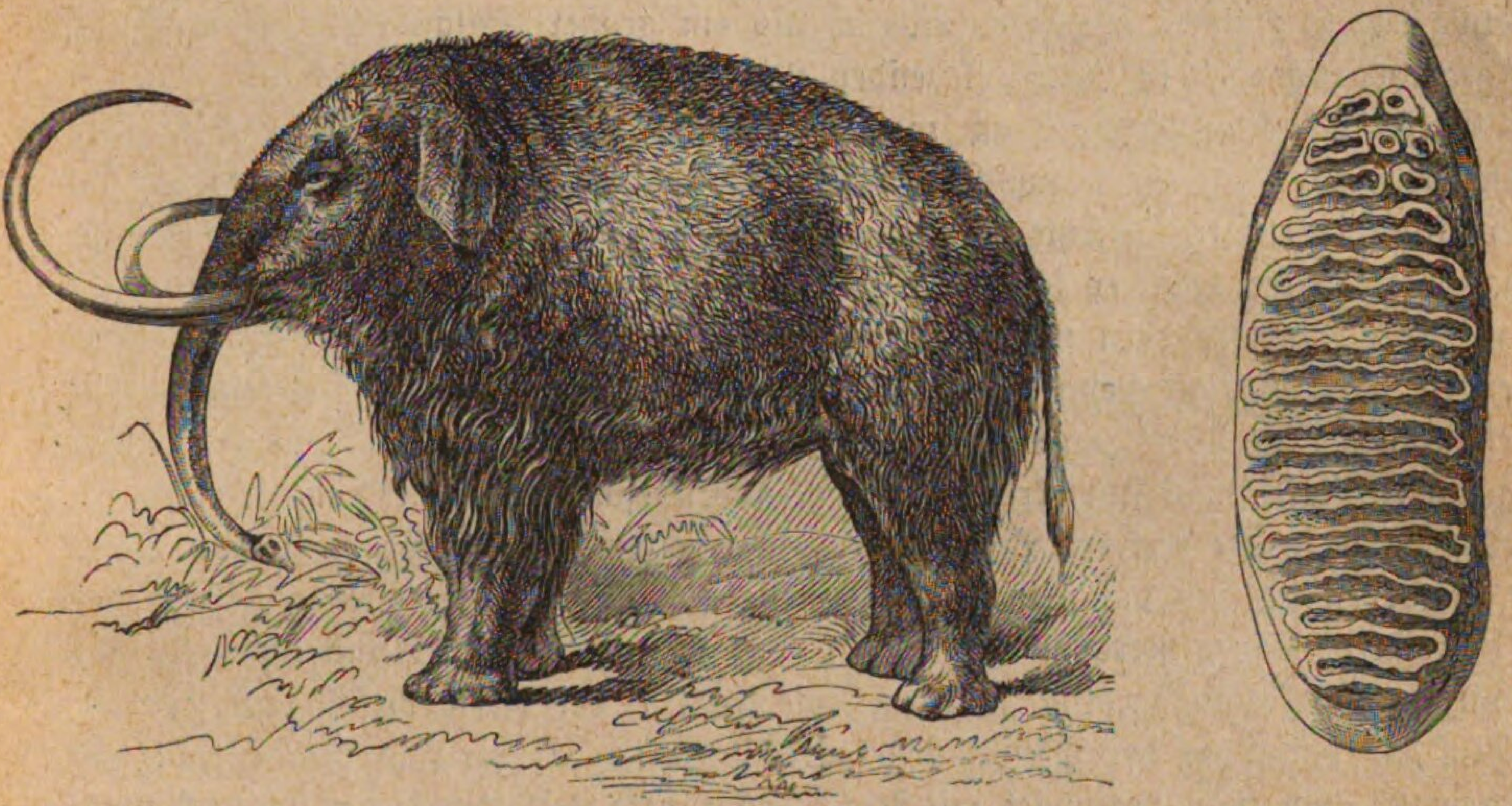
Dieselben Kräfte also, welche den Absatz des sog. Diluviums veranlaßten, wirken noch heute fort, nur mit dem Unterschiede, daß die Ablagerungen, welche sich unter unsern Augen bilden, in der kurzen Zeit, seit dieselben Gegenstand der wissenschaftlichen Beobachtung sind, uns sehr unbedeutend erscheinen gegenüber den Resultaten der durch Jahrtausende andauernden Zerstörungs- und Bildungsprocesse, wie wir sie im dritten Abschnitte geschildert haben.

An mineralogischen oder industriell und landwirthschaftlich verwerthbaren Materialien bieten die Ablagerungen der quartären Formation nicht weniger reiche Schätze, als die der älteren Formationen. Der Lößboden bildet allenthalben vorzugsweise den culturfähigen Ackerboden. Die Geröll-, Sand- und Lehmlagen liefern Bau- und Straßenmaterial, und in ferneren Ländern und Gegenden, wie am Ural, in Brasilien, Californien, in Ostindien und Australien sind die quartären Gerölle und Sandlager reich an Gold, Platin, Zinn und Edelsteinen, die auf den sog. Seifenwerken durch Waschprocesse aus diesen Ablagerungen gewonnen werden.

Nicht weniger wichtig sind die paläontologischen Ueberreste, welche die Quartärformation einschließt, zumal die Reste der Säugethiere der dritten großen Säugethierschöpfung. Unter diesen sind viele völlig ausgestorbene Arten, von deren einstigem Dasein die menschliche Ueberlieferung keine Kunde gibt; man nennt sie gewöhnlich die vorsündfluthlichen Säugethiere. Zu diesen gehört vor Allem das Mammuth (Fig. 124) oder der Mammuthelephant (Elephas primigenius), dessen riesige Stoß- und Backenzähne so überaus häufig im Löß gefunden werden, während im gefrorenen Uferschlamm der nordsibirischen Füsse ganze, mit Fleisch, Haut und Haar (das Mammuth trug einen Pelz von langem, rothbraunem Wollhaar) erhaltene Cadaver vorkommen; weiter das Knochennashorn (Rhinoceros

tichorhinus) mit knöcherner Nasescheidewand und 2 Hörnern auf der Nase, der stete Begleiter des Mammuth; ferner die Höhlenraubthiere, deren Knochen am häufigsten im Lehm der Höhlen gefunden werden, wie der Höhlenbär (Ursus spelaeus), die Höhlenhyäne (Hyaena spelaea), der Höhlenlöwe (Felis spelaea) 2c.

Fig. 124.



Elephas primigenius, das russische Mammuth (restaurirt), und Kaufläche eines Backenzahnes.

Von einer zweiten Gruppe jetzt bis auf wenige Individuen gleichfalls ausgestorbener Thiere läßt sich nachweisen, daß dieselben erst in historischer Zeit ausgestorben, oder eigentlich vom Menschen ausgerottet worden sind. Dahin gehören die großen Jagdthiere der alten Germanen, die noch im Nibelungenlied erwähnt werden: der Wisent (Bos Bison), gewöhnlich Auerochs genannt; der Ur, der eigentliche Auerochs oder Stammvater unseres Rindviehes (Bos primigenius); der Elch oder das Elenthier (Cervus alces) und der Schelch oder Riesenhirsch (Cervus euryceros oder megaceros) mit riesigem, 11—12′ spannendem Geweih. Eine dritte Gruppe bilden Thiere, welche aus unseren Gegenden verdrängt sind, aber im Norden noch fortleben, wie das Renthier (Cervus tarandus), der Moschusochse (Bos moschatus), der Lemming u. s. w.; und wieder andere, wie Marder, Dachs, Fuchs, Wolf, Edelhirsch, Schwein, Pferd u. s. w. sind heute noch die Zeitgenossen des Menschen in Mitteleuropa. Das größte Interesse knüpft sich jedoch an die fossilen Menschenreste.

Noch vor wenigen Jahrzehnten nahmen die Naturforscher, vorzugsweise auf Cuvier's große Autorität sich stützend, übereinstimmend an, daß es keine fossilen Menschen gebe, d. h. daß keine menschlichen Reste zusammen mit den Resten jener ersten Gruppe von ausgestorbenen, sogenannten vorsündfluthlichen Säugethieren der

Quartärperiode vorkommen. Zwar las und hörte man viel von menschlichen Riesen, deren Gebeine hie und da ausgegraben worden seien. Diese Riesenknochen haben sich aber immer bei näherer Prüfung nicht als Menschen-, sondern als Mammuth- oder Rhinocerosknochen erwiesen. Auch das berühmte Skelett aus den tertiären Kalkschiefern von Oeningen am Bodensee, das der schweizerische Naturforscher Scheuchzer für ein menschliches Gerippe aus der Zeit der Sündfluth hielt und daher „homo diluvii testis" (Sündfluth-Mensch) benannte, hat sich bei näherer Untersuchung als etwas ganz anderes erwiesen, nämlich als ein großer Salamander, sehr ähnlich dem gegenwärtig noch in Japan lebenden Riesensalamander.

Dieser gänzliche Mangel an menschlichen Resten wurde früher als wichtigster paläontologischer Unterschied zwischen Diluvium und Alluvium bezeichnet. Heute hat eine vollständig entgegengesetzte Meinung Platz gegriffen. Nicht blos, daß der Glaube an das hohe Alter mancher jener Säugethiere durch die neueren Untersuchungen stets schwankender wird, sondern man hat in den letzten Jahren in den verschiedensten Gegenden von Mitteleuropa menschliche Gebeine und menschliche Artefacte auf ursprünglicher Lagerstätte zugleich mit Resten vom Mammuth und vom Höhlenbär nachgewiesen, so daß das Zurückreichen des Menschengeschlechtes bis tief in die diluviale, vielleicht selbst in die tertiäre Periode, zu einer wissenschaftlich sichergestellten Thatsache geworden ist und daß kein Zweifel mehr übrig bleibt, daß die ausgestorbenen sog. diluvialen Säugethiere in Gesellschaft des Menschen gelebt und wahrscheinlich von diesem ebenso ausgerottet wurden, wie später der Riesenhirsch und der Ur. Ist dem so, dann hat der Mensch die sog. Eiszeit in Mittel- und Nordeuropa mit durchgemacht und man bezeichnet mit Recht das fünfte Zeitalter in der Entwicklungsgeschichte der Erde als das Zeitalter des Menschen.

Wir wollen einige der wichtigsten bis jetzt gemachten Funde in Kürze anführen. Unter den Höhlenfunden auf deutschem Boden hat eine große Berühmtheit die Entdeckung eines menschlichen Skeletts im Jahre 1856 in einer Höhle des Neanderthales bei Düsseldorf erlangt. Das Schädelbruchstück dieses Urmenschen (homo neanderthalensis) ist von langelliptischer Form (dolichocephal), und zeigt eine außerordentliche Entwicklung der Stirnhöhlen, wodurch die Augenbrauenbögen, die in der Mitte ganz mit einander verschmelzen, so vorspringend werden, daß hinter ihnen das Stirnbein eine beträchtliche Einsenkung zeigt und die Stirne schmal und flach erscheint. Aus diesen Eigenthümlichkeiten hat man auf eine tiefstehende rohe und wilde Raçe geschlossen. Indessen hat Virchow den Neanderthalschädel neuerdings als Racenschädel verworfen und für eine krankhafte Misbildung erklärt. In einer Höhle bei dem französischen Städtchen Aurignac am nördlichen Abhange der Pyrenäen im Dep. Haute-Garonne wurde 1852 eine uralte Begräbnißstätte entdeckt. Der Eingang der Höhle war durch eine Steinplatte verschlossen, hinter derselben fanden sich nicht weniger als siebenzehn Menschenskelette von Männern, Frauen und Kindern, die aber auf Befehl des Maires wieder eingescharrt wurden. Als 1861 der berühmte Erforscher der Knochenhöhlen des südlichen Frankreichs, Herr Lartet, die Grotte besuchte, fand er im vorderen Theile der Höhle eine dicke Schichte von Asche und Holzkohlen und eine

Art rohen Herdes; in derselben Schichte lagen neben Geräthen aus Knochen, Hirschhorn und Elfenbein, neben rohen aus Feuerstein geschlagenen Steinwerkzeugen auch Knochen vom Mammuth, Rhinoceros, Riesenhirsch, Renthier, Auerochs u. s. w. Ueber die Menschen, die hier einst ihre Todten bestatteten und Leichenfeste feierten, ließ sich, da die wieder eingescharrten Skelette nicht mehr aufgefunden werden konnten, nur so viel feststellen, daß sie kleiner Statur gewesen. Aehnliche Funde wurden in zahlreichen anderen Höhlen von Frankreich, (die Höhlen von Lombrive und Lerm im Arriège-Dep.), Belgien (Engishöhle bei Lüttich) und England gemacht, und erst ganz neuerdings 1871 hat Prof. Fraas in einer schwäbischen Höhle, im Hohlefels bei Schelklingen im Achthal unweit von Ulm, Knochen von drei ausgestorbenen Bärenarten (Ursus spelaeus, U. priscus und U. tarandi), vom Höhlenlöwen, der Höhlenhyäne, ferner vom Mammuth und Rhinoceros, sowie von Renthieren. Antilopen, Pferden und vielen anderen Thieren nebst zahlreichen Feuersteinmessern, Werkzeugen aus Knochen und Horn, rohen Scherben von Schüsseln und Töpfen ausgegraben, welche uns ein Bild von dem Culturzustand des schwäbischen Urmenschen geben.

Ebenso zahlreich sind die Funde in offenen Erdschichten. Der in hohem Alter verstorbene französische Forscher Boucher de Perthes, welcher schon im Jahre 1847 in einem größeren Werk das Zusammenvorkommen von roh gearbeiteten Kieseläxten mit Mammuth, Knochennashorn-, Bären- und Hirschknochen in den diluvialen Ablagerungen des Somme-Thales zwischen Abbeville und Amiens beschrieben hatte, ohne daß seine Entdeckungen bei den Gelehrten die verdiente Beachtung fanden, durfte noch die Genugthuung erleben, daß er 1863 in denselben Schichten am Moulin Quignon bei Abbeville eine menschliche Kinnlade ausgrub, und daß in demselben Jahre ein internationaler Congreß der berühmtesten Fachgelehrten an Ort und Stelle für die Echtheit des Fundes entschied. Die Kieseläxte und Feuersteinmesser von Abbeville und Amiens, deren man Tausende ausgegraben, zeigen keine Spur einer feineren Bearbeitung, keine Politur oder Verzierung und stellen die erste und niedrigste Stufe menschlicher Kunstfertigkeit dar. Ein weiterer bemerkenswerther Fund ist der von Eguisheim bei Colmar, wo 1869 im Löß des Rheinthals ein menschlicher Schädel mit den Knochen des Mammuthelephanten und anderer diluvialer Thiere ausgegraben wurde. Ueberaus zahlreich sind in Frankreich die Localitäten, wo die Reste einer kleinen säbelbeinigen und schiefzähnigen Menschenrace von mongolischem Typus zusammen mit Renthierresten gefunden werden. Man kennt in der Nähe von Solutré (Dep. Saône et Loire) ein ganzes Gräberfeld aus der Renthierzeit, ebenso bei Cro-Magnon (Dep. Dordogne). Auch auf deutschem Boden wurden die Spuren des „Renthiermenschen" nachgewiesen durch den wichtigen Fund, welcher 1866 bei Schussenried in Oberschwaben am Grunde eines Torflagers gemacht wurde. Da lag, zwischen Schichten von Gletscherlehm eingeschlossen, ein ganzes Haufwerk von zerschlagenen Knochen, zerbrochenen Instrumenten aus Knochen und Horn, und von Feuersteinsplittern. Der überwiegende Theil der Knochenreste gehört dem Renthier und dem Pferde an, daneben

traf man aber auch Knochen des Bären, des Eisfuchses, des Wolfes, des norwegischen Vielfraßes (Gulo borealis) und anderer jetzt nordischer Thiere. Prof. Fraas erklärt die Bildung jenes nur Abfälle enthaltenden Haufens gewiß richtig, indem er annimmt, daß da, wo jetzt das Torfmoor, früher ein See gewesen, an dessen Ufer Menschen lebten, die ihre Küchenabfälle ins Wasser warfen. Erwähnen wir noch, daß unter diesen Abfällen sich auch wohlerhaltene Moosarten (Hypnum sarmentosum) fanden, die man heutzutage nur mehr im höchsten Norden antrifft, so versetzt uns der Schussenrieder Fund offenbar in eine Zeit, da eine hochnordische Flora den Boden Oberschwabens bedeckte und hochnordische Thiere jene Hochebenen bevölkerten, und während dieser Eiszeit lebte auch schon der Mensch.

Suchen wir aus den Funden der neuesten Zeit, von welchen wir nur das Wichtigste in aller Kürze angeführt haben, eine Vorstellung zu gewinnen von der Natur und dem Culturzustand des europäischen Urmenschen, welcher gleichzeitig mit dem Mammuth, dem Höhlenbär und dem Renthier im Herzen Europas lebte, und die Gletscherperiode unseres Welttheils mit durchmachte, so läßt sich so viel mit Sicherheit sagen, daß es ein auf einer niedrigen Stufe geistiger Entwicklung stehender Wilder war, der nur mit rohen Knochen- und Steinwerkzeugen bewehrt, im Kampf wider die Thierwelt seiner Umgebung sein armseliges Dasein mühsam fristete, und nur langsam und allmählig zu höherer Gesittung und damit wahrscheinlich auch zu größerer physischer Vollkommenheit sich emporzuarbeiten vermochte. Der Mensch der Mammuthperiode wohnte noch, wie die Höhlenthiere, in Höhlen; als Waffen und Werkzeuge hatte er außer der Keule und vielleicht der Schleuder und außer zugerichteten Geweih- und Knochenstücken nur roh geschlagene, bald mehr längliche, bald mehr eiförmig gerundete Steinmesser und Lanzenspitzen, die von Feuerstein- oder von Jaspisknollen abgeschlagen wurden. Von Töpfergeschirr, selbst der rohesten Art, findet sich bei ihm noch keine Spur, noch weniger von irgend einem Metall. Er lebte von den wilden Früchten des Waldes, von Jagd und Fischfang und hatte noch keine Hausthiere. Das ungefähr mag der Culturzustand des Menschen gewesen sein in jener frühesten Zeit der Diluvialperiode, welche die Alterthumsforscher als die älteste Steinzeit bezeichnen.

Ein nicht geringer Fortschritt zeigt sich schon bei dem Menschen der Renthierperiode während der jüngeren Diluvialzeit oder der mittleren Steinzeit der Alterthumsforscher. Die Steinwerkzeuge sind mannigfaltiger und besser gearbeitet, sie sind gedengelt. Auch die aus Knochen- und Geweihstücken gearbeiteten Geräthe und Instrumente sind feiner gearbeitet und zeigen künstliche Verzierungen; bunte glänzende Steine, Zähne, Muscheln wurden als Schmuck gebraucht, durchbohrt und zu Hals- und Armbändern zusammengereiht; rother Thoneisenstein (Röthel) wurde als Schminke zum Bemalen des Körpers verwendet, Schüsseln und Töpfe wurden aus Thon gearbeitet und vielleicht gab es in dieser Zeit auch schon gezähmte Thiere. Ganz allmählig leitet uns diese Periode hinüber in die jüngere Steinzeit der Alterthumsforscher, in die Zeit geschliffener und polirter Steinwerkzeuge, der die nordischen Küchenabfälle (die sog. Kjökkenmöd-

dings, wallartige Haufen von Schalen eßbarer Muscheln mit den Resten des Hundes als Hausthier) am Strande Jütlands und der dänischen Inseln, die älteren Pfahlbauten in den Schweizer Seen, die Hünengräber, die Dolmen und andere alte Denkmäler angehören. Der Mensch dieser Periode, den wir wohl dem arischen Stamme zuzählen dürfen, züchtete schon Hausthiere, trieb Ackerbau und Viehzucht und wohnte in festen beständigen Ansiedelungen.

Die Alterthumsforscher lassen dann auf die jüngere Steinzeit die Bronzezeit und weiter die Eisenzeit folgen als diejenigen Perioden, in welchen der Mensch zuerst die Metalle kennen lernte; allein schon mit der jüngeren Steinzeit, die bis 3000 oder 4000 Jahre vor unsere Zeitrechnung heraufreichen dürfte, sind wir an jener Grenze angelangt, auf welcher Geologie und Geschichte sich berühren, und der Geolog gerne dem Alterthumsforscher und Historiker den Platz räumt.

Wenn somit, wie wir gesehen haben, der Mensch, wenigstens in Europa, aus sehr rohen dem Thiere genäherten Anfängen sich nur äußerst langsam zu höheren Stufen physischer und geistiger Ausbildung emporgearbeitet hat, so ist klar, daß das Alter des Menschengeschlechtes in Europa in eine entfernte vorhistorische Vergangenheit hinaufgerückt wird, die wir nicht mehr nach Jahrhunderten zählen dürfen, sondern nur nach Jahrtausenden schätzen können. Anerkannte Forscher haben Hunderttausende von Jahren berechnet, welche verflossen seien, seit der Mensch in Mitteleuropa mit dem Mammuth zusammen lebte. Allein noch fehlt es an genügenden Anhaltspunkten für derartige Berechnungen, um dieselben als ein unzweifelhaftes wissenschaftliches Resultat annehmen zu dürfen. So entfernt aber auch die Vergangenheit sein mag, in welche wir das Alter des Urmenschen in Europa zurückversetzen müssen, so stehen wir damit noch lange nicht am Ursprung des Menschengeschlechtes überhaupt. Zahlreiche Thatsachen sprechen mehr und mehr dafür, daß das erste Auftreten des Menschen auf dem Schauplatz der Erde schon in die jüngere Tertiärperiode fällt. Wo das „Paradies" gelegen, von welchem aus sich sein Geschlecht über die Erde verbreitete, diese Frage hat die Wissenschaft zwar auch zum Gegenstand ihrer Forschung gemacht, aber eine völlig befriedigende Antwort darauf vermag sie noch nicht zu geben. Aus den Thatsachen, welche uns die Geologie lehrt, konnten wir aber die Ueberzeugung von der hohen Vervollkommungsfähigkeit der menschlichen Race gewinnen und daraus wollen wir die tröstliche und erhebende Aussicht ableiten auf eine immer schönere und reichere Entfaltung derselben auch in den kommenden Geschlechtern.

Anhang.

Tabellarische Uebersichten.

Tabelle I. Uebersicht der krystallinischen Massengesteine (Eruptivgesteine).

A. Die feldspathführenden krystallinischen Massengesteine.

Geologisches Alter	Saure oder kieselerdereiche Gemenge		Basische oder kieselerdearme Gemenge	
a) Plutonische Gesteine (Paläolithe und Mesolithe).	1. Granit-Gruppe.		2. Grünstein-Gruppe.	
	Granit.	Syenit.	Diorit.	Diabas.
	Granitit, Protogin, rother Gneiß, Granitporphyr, Pegmatit, Greisen.	Miascit, Ditroit, Foyait, Tonalit, Syenitporphyr.	Dioritporphyr, Aphanit, Glimmerdiorit, Kersantit, Corsit (Kugeldiorit).	Porfido verde, Aphanit, Eukrit, Gabbro, Hypersthenit.
	3. Porphyr-Gruppe.		4. Melaphyr-Gruppe.	
	Quarzporphyr.	Porphyrit.	Melaphyr.	Augitporphyr
	Felsitporphyr, Eukritporphyr, Hornsteinporphyr, Feldsteinporphyr, Thonporphyr, Pechstein	Porfido rosso, Orthoklasporphyr, Rhombenporphyr, Glimmerporphyr, Hornblendeporphyr, Minette.	Basaltit, Teschenit z. Th., Oligoklasporphyr, schwarzer Porphyr, Spilit z. Th.	Labradorporphyr, Teschenit z. Th., Spilit z. Th.
b) Vulkanische Gesteine (Mesolithe und Känolithe).	5. Trachyt-Gruppe.			6. Basalt-Gruppe.
	Quarztrachyt	Trachyt.	Andesit.	Basalt.
	Sanidrophyr, Dacit, Liparit, Rhyolith, Obsidian, Bimsstein.	Sanidintrachyt, Sanidin-Oligoklastrachyt, Domit, Phonolith.	Oligoklastrachyt, Amphibolandesit, Pyroxenandesit, Trachydolerit.	Dolerit, Nephelindolerit, Noseandolerit, Anamesit, Leucitophyr, Haüynophyr.
	Pech- und Perlsteine.			
Mineralogische Zusammensetzung (wesentliche Gemengtheile)	Quarz	Quarz zum Theil		Kein Quarz
	Kali-Feldspath: Orthoklas, Sanidin		Kalk-Feldspath: Labrador, Anorthit	
		Natron-Feldspath: Oligoklas		
	Glimmer	Hornblende		Augit
Specif. Gewicht	2.5—2.7; Glas 2.3—2.4		2.7—3.2; Glas 2.7	
Farbe	licht, häufig röthlich		dunkel	
Structur	makro- und mikrokrystallin., häufig glasartig, selten kryptokrystallinisch		häufig kryptokrystallinisch und mandelsteinartig.	
Chemische Zusammensetzung	SiO_2 80—60, Al_2O_3 8—16, FeO / Fe_2O_3 0.5—4	KO 6—3, NaO 1—5, CaO 0.5—2, MgO 0.5—2	SiO_2 60—45, Al_2O_3 10—20, FeO / Fe_2O_3 4—20	KO 3—0.5, NaO 6—1, CaO 2—12, MgO 2—12

B. **Olivingesteine:** Olivinfels, Lherzolith, Dunit, Pikrit, Serpentin.

Tabelle II. System der lebenden organischen Wesen.

II. Darmlose Thiere (Coelenterata)
- Kammquallen (Ctenophoræ)
- Schirmquallen (Hydrozoa)
- Korallen (Anthozo)

IV. Stachelhäuter (Echinodermata)
- Seewalzen (Holothuriae)
- Seeigel (Echinida)
- Seelilien (Crinoidea)
- Seesterne (Asterida)

V. Gliederfüßler (Arthropoda)
- Kerbthiere (Insecta)
- Tausendfüßler (Myriopoda)
- Spinnen (Arachnoidea)
- Krebse (Crustacea)

VII. Wirbelthiere (Vertebrata)
- Säugethiere (Mammalia)
  - höhere S. (Monodelphia)
  - niedere S. { Beutelth. (Didelphia), Kloakenthiere (Ornithodelphia) }
- Vögel (Aves)
- Kriechthiere (Reptilia)
- Lurche (Amphibia)
- Fische (Pisces)

VI. Weichthiere (Mollusca)
- Kopffüßler od. Kracken (Cephalopoda)
- Schnecken (Gastropoda)
- Floßenfüßler (Pteropoda)
- Muscheln (Pelecypoda oder Conchifera)
- Armfüßler oder Tascheln (Brachiopoda)

Pflanzen (Vegetabilia oder Plantæ)

A. Phanerogamen oder Samenpflanzen
- Blattkeimer oder Zweisamenlapper (Dicotylae) } Bedecktsamer (Angiospermae)
- Spitzkeimer oder Einsamenlapper (Monocotylae) } Bedecktsamer (Angiospermae)
- Nadelhölzer (Coniferae) } Nacktsamer (Gymnospermae)
- Cycadeen (Frondosae) } Nacktsamer (Gymnospermae)

B. Kryptogamen oder Sporenpflanzen
- Bärlappe (Lycopodiaceae)
- Schachtelhalme (Equisetaceae)
- Farne (Filicinae)
- Moose (Musci)
- Armleuchter (Characeae)
- Pilze und Flechten (Funginae)
- Tange oder Algen (Algae)

Sternwürmer (Gephyrei) ← Stachelhäuter; Ringelwürmer (Annelides); Räderthiere (Rotatoria) ← Gliederfüßler

Gliedwürmer (Colelminthes) ← Sternwürmer, Ringelwürmer, Räderthiere

Mantelthiere (Tunicata) ← Wirbelthiere; Moosthiere (Bryozoa) ← Weichthiere

Sackwürmer (Himatega) ← Mantelthiere, Moosthiere

Rundwürmer (Nemathelminthes), Plattwürmer (Platyhelminthes) } Weichwürmer (Scolecida) ← Gliedwürmer, Sackwürmer

III. Würmer (Vermes).

Schwämme (Spongiae) ← Darmlose Thiere; Aufgußthiere (Infusoria) ← Würmer; Wurzelfüßler (Rhizopoda)

I. Urthiere (Protozoa) ← Schwämme, Aufgußthiere, Wurzelfüßler

Urwesen (Protisten z. B. Moneren, Bathybius). ← Urthiere, Pflanzen

Tabelle III. Uebersicht der sedimentären Formationen der Erde und der leitenden organischen Reste in denselben.

Erstes Weltalter: Die Urzeit der Erde.

1. Primitiv-Formation oder das Urgebirge.	a) Bojische Gneiß-Formation (Gneiß und Granit).	Ohne jede Spur von thierischen Resten (prozoisch).
	b) Hercynische oder laurentische Gneiß-Formation (Gneiß, Granulit, Hornblendeschiefer, krystallinischer Kalk oder Urkalk, Graphit u. s. w.)	Eozoon canadense im Urkalk, der älteste noch zweifelhafte thierische Ueberrest.
	c) Glimmerschiefer-Formation (Glimmerschiefer, Talk-, Chlorit-, Quarzitschiefer, Urkalk, Graphit, Hornblendeschiefer u. s. w.)	Die Graphitlager vielleicht pflanzlichen Ursprungs.
	d) Urthonschiefer-Formation (Urthonschiefer oder Phyllit, Chlorit-, Talk-, Quarzit-Schiefer, Urkalk, Graphit u. s. w.)	

Zweites Weltalter: Das Alterthum der Erde.

Die paläozoische Periode oder die primären Formationen.

2. Die silurische Formation oder das ältere Uebergangs- oder Grauwackengebirge.	a) Cambrische Schichten (Conglomerate, Sandsteine, Quarzite und Thonschiefer).	Oldhamia antiqua (ein Seetang oder ein Zoophyt) der älteste unzweifelhaft organische Ueberrest und Spuren von Anneliden.
	b) Primordial-Abtheilung (Grauwacken und Schiefer).	Trilobiten (Urkrebse), Brachiopoden (Orthis) und Cystideen.
Zeitalter der Trilobiten.	c) Untersilurische Abtheilung (Quarzite und Thonschiefer mit Grünsteinen).	Seetange, Korallen, Graptolithen, Seelilien (Crinoideen), Mollusken (Nautileen, Brachiopoden) Trilobiten und die ersten Spuren von Fischen.
	d) Obersilurische Abtheilung (Kalke und Schiefer).	
3. Die devonische Formation oder das jüngere Uebergangs- oder Grauwackengebirge.	a) Untere Abtheilung (Grauwacken, Sandsteine und Thonschiefer) Grauwacke von Coblenz, Wissenbacher Schiefer in Nassau.	Kryptogamische Landpflanzen, Korallen (Calceola sandalina), Seelilien (Schraubensteine, Steinkerne von Crinoiden-Stielgliedern), Mollusken (Goniatiten, Clymenien u. s. w.) Brachiopoden (Hysterolithen: Steinkerne von Armfüßlern), Trilobiten, Cypridinen.
Zeitalter der Panzerfische.	b) Mittlere Abtheilung (Kalke und Mergel). Eifler Kalk, Calceola-Schichten, Stringocephalenkalk.	
	c) Obere Abtheilung (Kalke, Mergel und Thonschiefer) Nierenkalkstein, Kramenzelstein, Goniatiten- und Clymenienkalk, Cypridinenschiefer.	Im alten rothen Sandstein von Schottland eigenthümliche Panzerfische: Pterichthys, Coccosteus, Cephalaspis.

4. Die Steinkohlen-Formation oder das Steinkohlengebirge.	a) Untere Abtheilung (Kalke, Sandsteine und Thonschiefer), Bergkalk oder Kohlenkalk, Gailthaler Schichten der Alpen, Culmschichten oder Pflanzengrauwacken.	Trilobiten erlöschen. Unter den Brachiopoden das Geschlecht Productus besonders charakteristisch.
Zeitalter der Kryptogamen.	b) Obere Abtheilung (Sandsteine, Schieferthone und Kohlenflötze) productives Kohlengebirge.	Kryptogamische Landpflanzen: Schuppenbäume (Lepidodendron), Siegelbäume (Sigillaria), Schachtelhalme (Calamites), Farne und die ersten Nadelhölzer. Die ersten Spinnen und Insecten.
5. Die Dyas (permische Formation) oder das Kupfergebirge.	a) Untere Abtheilung (Arkosen, Sandsteine, Porphyre und Melaphyre), Rothliegendes oder Todtliegendes.	Zahlreiche fossile Hölzer (versteinerte Wälder) von Farnbäumen, Palmen und Coniferen.
Zeitalter der ungleichschwänzigen Schmelzschupper.	b) Obere Abtheilung (Sandsteine, bituminöse, kupferhaltige Schiefer, Kalksteine und Dolomite mit Gyps und Steinsalzlagern), Weiß- und Grauliegendes, Kupferschiefer, Zechstein.	Die ersten Amphibien (Archegosaurus der Stammvater der Saurier) und Reptilien (Proterosaurus), sowie zahlreiche ungleichschwänzige Schmelzschupper (heterocerke Ganoiden: Palaeoniscus u. s. w.)

Drittes Weltalter: Das Mittelalter der Erde.

Die mesozoische Periode oder die secundären Formationen.

6. Die Trias-Formation oder das Salzgebirge.	a) Untere Abtheilung (Conglomerate, Sandsteine und Mergel), bunter Sandstein; Röth; Werfener Schiefer der Alpen.	Riesige Schachtelhalme (Calamiten) Zapfenpalmen (Cycadeen) und Nadelhölzer (Coniferen). Froschsaurier (Labyrinthodonten). Die ersten Spuren von Vögeln (Fährten).
	b) Mittlere Abtheilung (Kalke, Dolomite, Mergel, Gyps und Steinsalzlager) Muschelkalk; Guttensteiner und Vigloriakalk der Alpen.	Der Liliencrinit (Encrinus liliiformis), Ceratiten, die ersten langschwänzigen Krebse, Meersaurier (Nothosaurus).
Zeitalter der Froschsaurier oder Panzerlurche.	c) Obere Abtheilung (Sandsteine, bunte Mergel, Kalke und Dolomite) Lettenkohle und Keuper; Hallstätter Kalke, Lunzer, Raibler, St. Cassianer Schichten u. s. w. der Alpen.	Froschsaurier (Mastodonsaurus) und Krokodile (Zanclodon, Belodon). In den Alpen die ersten Ammoniten.
7. Die Rhätische Formation oder das Dolomitgebirge. Zeitalter der ersten Beutelthiere.	Gervillien (oder Contorta-) Schichten, Knochenbett (Bonebed), Dachsteinkalk, Dachsteindolomit und Kössener Schichten der Alpen (Kalke, Dolomite, Mergelkalke und Sandsteine).	Microlestes antiquus (eine Beutelratte) ältester Säugethierrest. Avicula (Gervillia) contorta.

8. Die Juraformation oder das Oolithgebirge.	a) Untere Abtheilung: Lias oder schwarzer Jura (Kalke, Sandsteine, Thone, Mergel, und bituminöse Schiefer).	Pentacriniten, Belemniten, Ammoniten und Fischsaurier (Ichthyosaurus, Plesiosaurus)
	b) Mittlere Abtheilung: Dogger oder brauner Jura (Kalke, Sandsteine, Thone, Mergel, Roth und Brauneisenoolithe), Bath- und Kellowa̤y-Stufe.	Beutelthiere
Zeitalter der Ammoniten, Belemniten und Fischsaurier.	c) Obere Abtheilung: Malm oder weißer Jura (Thonmergel, Kalke, Kalkoolithe, Korallenkalke, Dolomite, Plattenkalke), Oxford-Stufe, Coralrag, Portland und Kimmeridge-Stufe.	Erste Knochenfische, Schildkröten, Flugechsen (Pterodactylus) und Vögel (Archaeopteryx)
	d) Zwischenbildung zwischen Jura und Kreide: die Wälderthonformation (Wealden) und die Tithon-Stufe (Thone, Sandsteine, Kohlenflötze, Kalke).	Große Landsaurier (Dinosaurier).
9. Die Kreide-Formation oder das Quadersandsteingebirge.	a) Untere Abtheilung (Kalke, Sandsteine; Thone, Mergel), Neocomien, Hils, Spatangen- und Caprotinenkalk oder Schrattenkalk der Alpen, Teschener Schichten der Karpathen.	Spatangen (Sp. complanatus), Hamiten, Turriliten, Scaphiten, Ammoniten und Belemniten; Rudisten: Caprotina ammonea, Hippurites cornu vaccinum (das Kuhhorn) Inoceramen, Austern (Ostrea columba); Mosasaurus (der Maassaurier).
	b) Mittlere Abtheilung (Kalke, Sandsteine, Thone, Mergel, Gault, Godulasandstein der Karpathen.)	Erste Laubhölzer.
Zeitalter der Rudisten.	c) Obere Abtheilung (Sandsteine, Thon- und Kalkmergel, Kalke, weiße Schreibkreide mit Feuersteinen u. s. w.) Pläner und Quadersandsteine, Cenoman-Stufe, Turon-Stufe, Senon-Stufe; Gosauformation und Hippuritenkalke der Alpen.	Belemniten und Ammoniten erlöschen; Belemnitella mucronata in der Schreibkreide, der letzte Belemnit.

Viertes Weltalter: Die Neuzeit der Erde.

Die känozoische Periode oder die tertiären Formationen.

10. Die Eocän-Formation (ältere Tertiärformation) oder das ältere Braunkohlengebirge. Zeitalter der Nummuliten.	a) Untere Abtheilung (Kalke, Sandsteine, Thone, Mergel u. s. w.): Grobkalk von Paris, London-Thon, Pyramidenbaustein von Mocattam. Nummuliten- und Flyschformation der Alpen und Karpathen, Fischschiefer vom Monte Bolca. b) Obere Abtheilung, Oligocän: (Kalke, Sandsteine, Thone, Mergel u. s. w.), Gyps vom Montmartre, Bernsteinformation, Bohnerzablagerungen von Frohnstetten u. s. w.	Erste große Säugethierschöpfung (monodelphische Säugethiere): Palaeotherium, Anoplotherium, Xiphodon u. s. w. Nummuliten und Fucoiden.
11. Die Neogen-Formation (jüngere Tertiärformation) oder das jüngere Braunkohlengebirge. Zeitalter der Mastodonten (Zitzenzahn-Elephanten).	In Osteuropa (speciell im Wiener Becken) a) Untere Abtheilung, marine Stufe (Kalke, Conglomerate, Sande, Thone), Leithakalk u. s. w. b) Mittlere Abtheilung, brackische oder sarmatische Stufe (Kalke, Sandsteine, Sande, Thone) Cerithienkalk und Cerithiensandstein u. s. w c) Obere Abtheilung, Süßwasserstufe: (Geschiebe, Sande und Thone) Belveder-Schichten und Congerien-Schichten.	Zweite große Säugethierschöpfung: Mastodon, Dinotherium, Aceratherium, Hipparion u. s. w. Affen. Andrias Scheuchzeri (Riesensalamander) von Oeningen. Mannigfaltige Laubhölzer.

Fünftes Weltalter: Die Jetztzeit der Erde.

Die anthropozoische Periode oder die quartären Formationen.

12. Die Quartär-Formation oder das aufgeschwemmte Gebirge. Das Zeitalter des Mammuth und des Urmenschen.	a) Untere Abtheilung: Diluvium (Höhlenlehm, Löß, erratische Blöcke, erratischer Schutt, Geröll- und Sandablagerungen) (vorglaciale Stufe, Eiszeit, postglaciale Stufe). b) Obere Abtheilung: Alluvium, recente Süß- und Salzwasserbildungen, Torfmoore, Korallenbildungen, moderne vulkanische Producte.	Dritte große Säugethierschöpfung: Mammuth, Knochennashorn, Höhlenbär, Renthier, Auerochs, Moschusochs, Pferd, Riesenhirsch u. s. w. und erste Spuren des Menschen (fossile Menschenreste) in Europa.

Tabelle IV. Uebersicht der geologischen

	Stufen des Wiener Beckens.	Unterabtheilungen.	Charakter der Meeresfauna.	Charakteristische Formen der Meeresfauna.
	Diluvium.	Löß, Localschotter, Umgeschwemmter Belvederschotter.		
Tertiär.	Belvederstufe.	Belvederschotter, Belvedersand.		
	Congerienstufe.	Congerientegel (Tegel von Inzersdorf), Sande und Gerölle der Congerienstufe.	Caspisch (brackisch).	Unio atavus, Unio moravicus, Melanopsis Martiniana, M. impressa, M. Vindobonensis, M. Bouëi, M pygmaea, M. Escheri, Cardium Carnuntinum, C. apertum, C. conjungens, Congeria subglobosa, C. Partschi, C. triangularis, C. spathulata, C. Czjzeki.
	Sarmatische Stufe.	Muscheltegel, Cerithiensand, Cerithienkalk, Rissoentegel, (Tegel von Hernals).	Pontisch (halbbrackisch)	Cerithium pictum, C. rubiginosum, Buccinum duplicatum, Murex sublavatus, Trochus Podolicus, T. pictus, T. Poppelacki, Rissoa angulata, R. inflata, Tapes gregaria, Mactra podolica, Donax lucida, Ervilia podolica, Cardium obsoletum, C plicatum, Modiola Volhynica, Cetotherium, Delphinus, Phoca, Trionyx.
	Mediterranstufe. II.	Sand von Pötzleinsdorf und Neudorf, Leythakalk, Tegel von Grinzing und Gainfahren, Tegel von Baden und Möllersdorf.	Mediterran (marin).	Conus, Ancillaria, Cypraea, Mitra, Strombus, Cassis, Pyrula, Tritonium, Murex, Fusus, Buccinum, Terebra, Pleurotoma, Cancellaria, Cerithium, Turitella, Solarium, Natica, Ostraea, Pecten. Spondylus, Lima, Arca, Pectunculus, Nucula, Leda, Cardita, Lucina, Cardium, Cytherea, Venus, Tapes, Tellina, Mactra, Pholadomya, Panopaea, Solen, Pholas, Korallen, Echinodermen, Bryozoen, Balanen, Brachiopoden, Haifische, Halitherium.
	Mediterranstufe. I.	Schlier, Schichten von Eggenburg, Sande von Gaudernsdorf, Sand von Loibersdorf, Schichten von Molt.		

Verhältnisse des Wiener Beckens.

Nach Th. Fuchs.

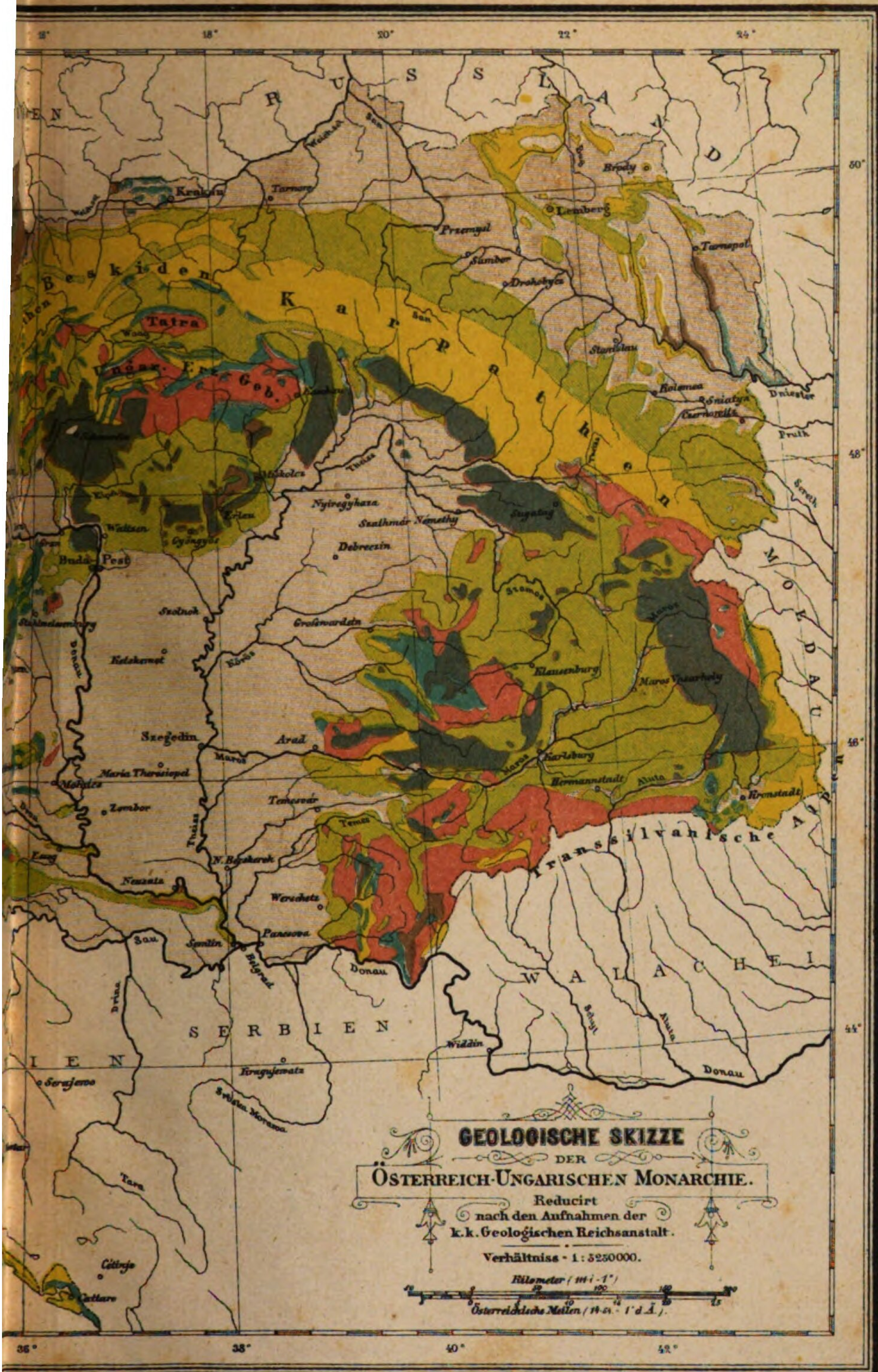
Charakteristische Formen der Säugethierfauna.	Charakter der Flora.	Charakteristische Formen der Flora.	Fremde Aequivalente.	
3. Säugethierfauna. Elephas primigenius, Rhinoceros tichorrhinus, Bos priscus, Cervus megaceros, Hyaena spelaea, Ursus spelaeus. Allgemeiner Charakter: europäisch-asiatisch.	Gemäßigtes Klima. Lebende europäische Arten.	Fagus sylvatica, Carpinus, Betula, Pinus sylvestris.	Diluvium.	
2. Säugethierfauna. Mastodon longirostris, M. angustidens, Dinotherium giganteum, Aceratherium incisivum, Hippotherium gracile, Antilope, Sus sp. Machairodus, cultridens Hyaena hipparionum (Cucuron, Eppelsheim, Baltavar, Pikermi). Allgemeiner Charakter: afrikanisch.	Warmes gemäßigtes Klima. Die analogen lebenden Arten leben vorzugsweise in Klein-Asien, am Caucasus, Himalaya, in Central- und Nord-Asien und Japan.	Glyptostrobus, Sequoia, Pinus, Betula, Alnus, Quercus, Fagus, Castanea, Carpinus, Liquidambar, Platanus, Salix, Populus, Laurus, Cinnamomum, Rhamnus, Hakea, Parrotia, Podogonium.	Sande und Geschiebe von Eppelsheim. Jüngerer oder brackischer Steppenkalk Südrußlands. (Kalkstein von Odessa.) Cardienthon der Krim.	Tertiär
1. Säugethierfauna. Mastodon tapiroides, Dinotherium Cuvieri, Rhinoceros Schleiermacheri, Anchitherium Aurelianum, Hyotherium Soemmeringii, Tapirus priscus, Listriodon splendens, Palaeomeryx, Amphicyon, (Sansans, Simore, Georgsmünd, Oeningen, Eibiswald). Allgemeiner Charakter: Malayisch.			Aelterer oder mariner Steppenkalk Südrußlands.	
	Tropisches Klima. Indische und neuholländische Typen (Palmen).	Sabal, Phoenicites, Libocedrus, Sequoia, Myrica, Quercus, Ficus, Artocarpidium, Laurus. Cinnamomum, Daphne. Proteoides, Persaonia, Embothrites, Banksia, Dryandra, Olea, Diospyros, Cissus, Magnolia, Acer, Malpighiastrum, Sapindus, Celastrus, Ilex, Rhamnus, Juglans, Rhus, Myrtus, Mimosa, Acacia.	Faluns der Touraine. Falun de Salles. Faluns von Saucats und Leognan, Serpentinsandvon Turin, Muschelsandstein und Meeresmolasse der Schweiz und Baierns.	

Register.



Herkt sculpsit

Verlag von F. Te



...mpsky in Prag.

Lith. u. Schnellpressendruck v. Ig. Fuchs in Prag.